中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 1 期: 160 ~ 193
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com





评 述 中国综合地层和时间框架专辑

中国二叠纪综合地层和时间框架

沈树忠[1,2*], 张华[1,2], 张以春[1,2], 袁东勋[1,2], 陈波[1,2], 何卫红[3], 牟林[1,2], 林巍[1,2], 王文倩[1,4], 陈军[5], 吴琼[1,4], 曹长群[1,2], 王玥[1,2], 王向东[1,2]

1. 中国科学院南京地质古生物研究所, 生物演化与环境卓越中心, 现代古生物学和地层学国家重点实验室, 南京 210008;
2. 南京大学生物演化与环境科教融合中心, 南京 210023;
3. 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 武汉 430074;
4. 中国科学院大学, 北京 100049;
5. 中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640
* E-mail: szshen@nigpas.ac.cn

收稿日期: 2017-08-09; 收修改稿日期: 2017-12-17; 接受日期: 2018-05-16; 网络版发表日期: 2018-07-17
国家自然科学基金项目(批准号: 41290260, 41420104003)、中国科学院战略性先导科技专项B类项目(编号: XDB18000000, XDB26000000)和中国科学院前沿科学重点研究计划项目(编号: QYZDY-SSW-DQC023)资助

摘要 二叠纪发生了一系列全球性重大地质和生物事件, 建立一个高精度的综合地层和时间框架是阐明这些重大事件因果关系的基础. 国际二叠纪年代地层系统分为3统(乌拉尔统、瓜德鲁普统和乐平统)和9个阶, 在中国分为3统(船山统、阳新统、乐平统)和8个阶, 除乐平统以外, 船山统和阳新统与国际标准划分时限有很大不同. 二叠纪历经约4700万年, 底界以牙形类*Streptognathodus isolatus*首现为标志, 绝对年龄约为(298.9±0.15)Ma, 顶界以牙形类*Hindeodus parvus*的首现为界, 绝对年龄约为(251.902±0.024)Ma. 二叠系在中国可识别出35个牙形带、23个䗴带、17个放射虫带和20个菊石带, 其中华南瓜德鲁普统和乐平统牙形类化石带可作为国际对比的标准. 二叠纪$\delta^{13}C_{carb}$变化趋势表明在二叠纪最末期有一次3~5‰的快速负漂在全球范围内可以对比, 但其他时段可能或多或少受到后期成岩作用影响或仅具有地方性效应. 牙形类的$\delta^{18}O_{apatite}$变化趋势表明从石炭纪晚期至空谷期处于一个较冷的时期, 空谷晚期开始气候逐渐变暖. 长兴期是一个气候较冷期, 在二叠纪末有一次8~10°C的快速升高, 这次温度升高全球同时发生. $^{87}Sr/^{86}Sr$比值由阿瑟尔初期的0.7080持续降低至卡匹敦晚期的最低值0.7068~0.7069; 乐平世则持续上升, 到二叠-三叠系界线处, $^{87}Sr/^{86}Sr$比值达到0.70708. 磁性地层以沃德阶中部Illawarra反向为界, 以下称为Kiaman超级反向极性带, 以上称为二叠-三叠纪超级混合极性带. 瓜德鲁普世末期的生物灭绝事件发生在卡匹敦晚期, 持续时间长. 二叠纪末的生物大灭绝事件发生于约(251.941±0.037)Ma, 是突发性的. 瓜德鲁普世末期的大海退在华南地区主要发生在*Jinogondolella xuanhanensis*至*Clarkina dukouensis*带之间; 二叠纪最末期从大海退转入快速海侵发生在*Hindeodus changxingensis-Clarkina zhejiangensis*带内. 二叠纪是一个古地理区系强烈分异的时期, 中国各大区的海陆相二叠系对比存在诸多需要进一步研究的问题.

关键词 二叠纪, 时间框架, 对比, 生物地层, 化学地层

中文引用格式: 沈树忠, 张华, 张以春, 袁东勋, 陈波, 何卫红, 牟林, 林巍, 王文倩, 陈军, 吴琼, 曹长群, 王玥, 王向东. 2019. 中国二叠纪综合地层和时间框架. 中国科学: 地球科学, 49: 160–193, doi: 10.1360/N072017-00265
英文引用格式: Shen S Z, Zhang H, Zhang Y C, Yuan D X, Chen B, He W H, Mu L, Lin W, Wang W Q, Chen J, Wu Q, Cao C Q, Wang Y, Wang X D. 2019. Permian integrative stratigraphy and timescale of China. Science China Earth Sciences, 62: 154–188, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9228-4

1　引言

二叠纪是古生代最后一个纪，也是地质历史时期最为重要的关键时段之一，当时发生了一系列全球性的重大生物演化与环境剧变事件．由于南方冈瓦纳大陆与北方劳亚大陆逐渐汇聚并发生碰撞拼合，形成了对整个古-中生代之交产生重大影响的泛大陆(Scotese, 2009)，与各块体拼合、碰撞相伴生的是大规模火山喷发，包括二叠纪中期的峨眉山玄武岩喷发(Zhou等, 2002)和二叠纪末的西伯利亚大规模玄武岩喷发(Ivanov等, 2013)以及华南的大范围火山活动(He等, 2014; 陈军和徐义刚，2017)．从晚石炭世开始的晚古生代大冰期一直持续到二叠纪，并且可能在早二叠世萨克马尔期(Sakmarian)达到了一个高峰(Frakes等，1992)，从而在冈瓦纳大陆及其周边普遍发育了大规模冰川沉积(Fielding等, 2008; Isbell等, 2003). 此外, 由于海底扩张等原因，全球分别在二叠纪中期和二叠纪末发生了大规模海退，其中二叠纪中期降到了地质历史时期的最低点(Haq和Schutter, 2008)，造成全球范围内普遍存在地层缺失，在华南形成乐平统底部的平行不整合以及煤层和铝土矿沉积．与这些重大地质和环境剧变相伴随，分别在瓜德鲁普世晚期和二叠纪末发生了两次重大生物灭绝事件(Jin等，1994；Shen和Shi，1996, 2002; Stanley和Yang, 1994; Wang和Sugiyama, 2000)，其中二叠纪末的生物大灭绝是地质历史时期最大的一次生物灭绝事件. 因此, 建立一个高精度的年代地层格架是阐明这些重大生物与环境演变事件时空关系及其原因的关键.

2　二叠系研究历史回顾

有关二叠系最早的研究是由德国地层学家于18世纪在欧洲由于开采铜矿的需要而开始的，其中含铜矿的层位称为镁灰统(Zechstein)，颜色以黑灰色蒸发岩沉积为主；而镁灰统之下不含铜矿的红层称为赤底统(Rotliegend)，由于两套地层颜色浑然不同，所以二分性非常明显．然而，Permian一词是根据俄罗斯南乌拉尔山区Perm小镇附近的地层而命名的(Murchison和de Verneuil，1845)，其中并没有“二叠”的含义．Murchison和de Verneuil(1845)认为乌拉尔Perm地区的地层与欧洲的镁灰统大致相当，但所包含的地层与目前国际通用的二叠系有很大不同，Murchison和de Verneuil (1845)所描述的地层只包含了乌拉尔地区二叠系方案中的空谷阶(Kungurian)、乌菲阶(Ufimian)、卡赞阶(Kazanian)和鞑靼阶(Tatarian). 嗣后, 由于Murchison认为欧洲的赤底统以及英国的新红砂岩下部也应与乌拉尔的二叠系一部分地层相当, 与此同时, 俄罗斯菊石专家Karpinsky将原先认为属于石炭系的亚丁斯克阶(Artinskian)的地层也归于二叠系, 这样亚丁斯克阶以及后来从它进一步分出的阿瑟尔阶(Asselian)和萨克马尔阶(Sakmarian)也包含在二叠系以内(Lucas和Shen, 2018)．乌拉尔的二叠系划分方案后来被沿用了近150年，其中二叠系分为2统7阶，上、下二叠统的界线放在卡赞阶的底，由于卡赞阶以上地层基本为非正常海相或者陆相沉积，无法用于国际对比，因此，国际二叠纪地层分会从20世纪70年代开始寻找可用于洲际对比的海相划分方案(例如: Furnish, 1973).

二叠纪海相地层在华南最为完整，但相关研究起步较晚．Huang (1932a)首先提出中国二叠系的三分方案，其中下统称为船山统，中统称为阳新统，上统称为乐平统(图1)．后来，孙云铸主张将船山统划归石炭系(Sun，1939)，二叠系分为阳新统和乐平统，这个二分方案一直被中国学者沿用至20世纪90年代．值得注意的是，虽然中国的二叠系也是二分，其含义与乌拉尔的二分方案很大不同，下二叠统相当于阿瑟尔阶、萨克马尔阶和亚丁斯克阶的地层基本归于石炭系，上、下统的界线位于乐平统的底，明显高于乌拉尔地区卡赞阶的底界，相当于华南茅口组的地层在乌拉尔地区是归于上二叠统的，所以国际上在不同地区有多个不同含义的“上二叠统”和“下二叠统”．中国的地方性二叠系划分方案应该与国际通用方案接轨.

二叠系的国际官方划分方案在上世纪90年代初建立，由中、美、俄三方达成妥协，分为3统9阶(Jin等，1997)，由于不同地区有不同含义的“下二叠统”和“上二叠统”，国际二叠纪地层分会推荐使用以地区命名的统名为正式名称，其中乌拉尔统(Cisuralian)以乌拉尔南部的地层为标准，自下而上分为阿瑟尔阶、萨克马尔阶、亚丁斯克阶和空谷阶四个阶，瓜德鲁普统(Guadalupian)以美国德克萨斯Guadalupe山的地层为标准，进一步分为罗德阶(Roadian)、沃德阶(Wordian)和卡匹敦阶(Capitanian)三个阶；乐平统(Lopingian)以华南的地层为标准，进一步分为吴家坪阶和长兴阶(Hen-

Sheng和Jin (1994)				Huang (1932a)		盛金章 (1962)		张祖圻 (1985)		张正华等 (1988)		全国地层委员会 (2002)				Lucas和Shen(2018) 本文	
二叠系	乐平统		长兴阶	乐平统	长兴灰岩	乐平统	长兴阶	乐平统	长兴阶	乐平统	长兴阶		上统	长兴阶	煤山亚阶	乐平统	长兴阶 Changhsingian
															葆青亚阶		
			吴家坪阶		竹矿系		龙潭阶		三阳阶		吴家坪阶			吴家坪阶	老山亚阶		吴家坪阶 Wuchiapingian
															来宾亚阶		
	阳新统	茅口亚统	冷坞阶	阳新统	茅口灰岩	阳新统	茅口阶	中二叠统	茅口阶	阳新统	茅口阶	二叠系	中统	冷坞阶		瓜德鲁普统	卡匹敦阶 Capitanian
			孤峰阶											茅口阶			沃德阶Wordian
																	罗德阶Roadian
		栖霞亚统	祥播阶		栖霞灰岩		栖霞阶		栖霞阶		栖霞阶			祥播阶		乌拉尔统	空谷阶 Kungurian
			罗甸阶											栖霞阶			
	船山统		隆林阶	船山统		马平群		下二叠统	湘中阶	黔南统	羊场阶		下统	隆林阶			亚丁斯克阶 Artinskian
			紫松阶						马平阶		紫松阶			紫松阶			萨克马尔阶 Sakmarian
																	阿瑟尔阶 Asselian
石炭系	上统		小独山阶	石炭系						上石炭统	过岩阶	石炭系	逍遥阶			宾夕法尼亚亚系	格舍尔阶 Gzhelian

图 1　中国二叠系划分历史沿革及其与国际二叠系方案的对比

derson等, 2012a; Shen等, 2013b; Sheng和Jin, 1994)(图1, 2).

近20多年来, 中国二叠纪地层划分和对比的精度迅速提高, 特别是华南的二叠系事实上已经成为国际对比的标准, 但中国传统地将二叠系的下界置于栖霞组之底, 虽然这是中国二叠纪沉积和生物演化的重要界面, 但比国际通用的界线高大半个统. 为了更好地实现中国各地区之间二叠系的对比, Sheng和Jin(1994)筛选和重新厘订了年代地层单位, 将中国的二叠系划分为3统8阶(图1), 其中乐平统为国际标准, 船山统和阳新统与国际标准的乌拉尔统和瓜德鲁普统含义不同(Jin等, 1999).

目前石炭-二叠系界线在华南同样以牙形类*Streptognathodus isolatus*首现为界, 蜓类*Pseudoschwagerina uddeni*带之底大致与此相当(Henderson和Mei, 2003; Zhang和Wang, 2018). 二叠系最下部紫松阶大致相当于国际的阿瑟尔阶和萨克马尔阶之和, 在中国这两个阶难以区分. 其上的隆林阶大致相当于国际标准的亚丁斯克阶. 以*Pamirina darvasica*的初现作为下界(Sheng和Jin, 1994).

阳新统大体相当于栖霞期初的海侵到乐平世初的海侵之间的一个超级层序或生物地层格架中的*Misellina*带到*Lantschichites*带之间的层序. 此统包括两个地方性阶, 即栖霞阶和茅口阶, 然而由于时限过长, 栖霞阶和茅口阶曾被提升为亚统, 其中栖霞亚统又被细分为罗甸阶和祥播阶, 茅口亚统细分为孤峰阶和冷坞阶(Jin等, 1999). 罗甸阶相当于外陆棚相沉积中的*Misellina*属的延限范围, 包括*Misellina* (*Brevaxina*) *dyhrenfurthi*带、*Misellina claudiae*带和*Shengella*带. 牙形类化石包括*Neostreptognathodus penvi*带、*Sweetognathus*

*guizhouensis*带或者*Mesogondolella gujioensis-M. intermedia*带, 大致相当于空谷阶下-中部(Sheng和Jin, 1994)(图2). 祥播阶由范嘉松和齐敬文(1990)根据䗴类化石带提出, 包含*Cancellina elliptica*、*C. liuzhiensis*和*Neoschwagerina simplex*带(Sheng和Jin, 1994). 此阶的牙形类化石带包括*Mesogondolella siciliensis*或*Sweetognathus subsymmetricus*带和*M. lamberti*带. 䗴类*Neoschwagerina simplex*带按照最初的定义归于祥播阶, 但在该带的上部瓜德鲁普统标志化石*Jinogondolella nankingensis*已经开始出现, 祥播阶与孤峰阶由于用不同门类化石定义而造成部分重叠, 在此, 我们对祥播阶进行重新限定, 即以出现*Cancellina*的原始分子为底界, 以*J. nankingensis*的出现为顶界, *N. simplex*带一部分划归孤峰阶. 孤峰阶以牙形类*J. nankingensis*的首现开始, 以*J. postserrata*的首现结束, 相当于国际标准的罗德阶和沃德阶之和. 但这一定义与包含的䗴类化石带不完全一致, 孤峰阶的䗴带划分为下部的*Neoschwageria craticulifera*带和上部的*N. margaritae*带. *N. craticulifera*带的底要高于*J. nankingensis*的首现, 因此, 孤峰阶应该在下部还包含了*N. simplex*带的一部分地层. 孤峰阶的菊石带自下而上可以归纳为*Altudoceras-Paraceltites*带、*Waagenoceras*带或*Guiyangoceras*带(Jin等, 2003). 冷坞阶最初被用来代表与浙江桐庐冷坞组同期的地层(梁文平, 1990). 经修改后其下界定在牙形类*Jinogondolella postserrata*带之底, 该阶牙形类化石带自下而上为*Jinogondolella postserrata*带、*J. shannoni-J. altudaensis*带、*J. prexuanhanensis*带、*J. xuanhanensis*带、*J. granti*带和*Clarkina postbitteri hongshuiensis*亚带. 䗴类包括*Yabeina*带上部、*Metadoliolina multivoluta*带, 在顶部还有一个由小个体䗴类组成的*Lanchichites* 带, *Codonofusiella*在这一带中也常见(Jin等, 2006a). 相当于国际年代地层系统的卡匹敦阶.

3　二叠纪高分辨率生物地层

3.1　牙形类

牙形类化石是二叠纪高分辨率生物地层的划分基础, 国际二叠纪地层分会目前已经确立的和计划建立的所有二叠系全球界线层型剖面和点位(GSSP)的定义全部采用牙形类化石种作为标志(图2). 但二叠纪牙形类化石的分类学存在诸多分歧, 其中最主要的问题是传统方法基于单个牙形标本的形态特征作为鉴定依据, 容易在某些层位同一属下鉴定出许多不同时代的种, 造成牙形类的演化序列不清, 缺乏时代意义. 为了使牙形类化石具有高分辨率的生物地层意义, 需要通过对牙形类样品的所有标本的总体特征进行分析, 识别出具有真正演化意义的序列, 用以确保属种稳定演化特征的识别和地层的可靠对比. 这一方法最早由Wardlaw和Collinson (1979)提出, 并在乐平统的牙形类研究中已经取得好的效果(Mei等, 2004; Shen和Mei, 2010; Yuan等, 2014a, 2017, 2018), 而在乌拉尔统和瓜德鲁普统的牙形类研究应用中较为滞后.

乌拉尔统的牙形类化石带是依据乌拉尔地区的演化序列建立的, 当时这一地区处于泛大陆的北部, 属于北方凉水生物大区, 而组成中国的几个主要陆块这一时期分散于古特提斯洋内, 属于赤道暖水生物大区, 西藏和云南等地包含的众多微板块分散于古特提斯洋南部及冈瓦纳大陆北缘, 这使得不同地区乌拉尔统牙形类生物面貌有所差异, 但大致可以比较. 中国乌拉尔统的牙形类化石带标准主要基于贵州罗甸和紫云地区剖面的研究结果. 石炭-二叠系界线附近牙形类化石带主要依据*Streptognathodus*属的演化序列划分, 二叠系底界以在哈萨克斯坦的Aidaralash剖面*S. wabaunsensis*→*S. isolatus*演化序列中*S. isolatus*的首现为标志(Davydov等, 1998). 由于Aidaralash剖面难于到达, 自从1998年该GSSP建立以来, 很少有进一步的工作, 因此, 二叠纪同行更多采用乌拉尔地区Usolka剖面*S. isolatus*的首现作为石炭-二叠系的界线. 该剖面还含有多层火山灰, 可以确定*S. isolatus*的首现的大致绝对年龄(Ramezani等, 2007; Schmitz和Davydov, 2012). *S. isolatus*在华南同样存在, 其下伏的化石带曾是*S. elongatus*带(Mei和Henderson, 2001; Mei等, 2002), 后经研究, *S. wabaunsensis*在罗甸剖面同样存在, 但这两个地区的首现位置是否完全一致仍需要进一步的研究, 同时, 也说明不同学者对*Streptognathodus*序列的鉴定也存在差异. 根据Chernykh (2006)的研究, 乌拉尔地区阿瑟尔阶自下而上可以识别出*S. isolatus*带、 *S. cristellaris*带、*S. sigmoidalis*带、*S. constrictus*带、*S. fusus*带、*S. postfusus-S. barskovi*带以及顶部的*Sweetognathus* aff. *merrilli* /*Mesogondolella uralensis* 7个牙形带. 根据未刊资料(陈军, 2011), 这些化石带在贵州的罗甸和羊场剖面基本都存在, 因此, 华南与乌拉尔地区的牙形带序列大

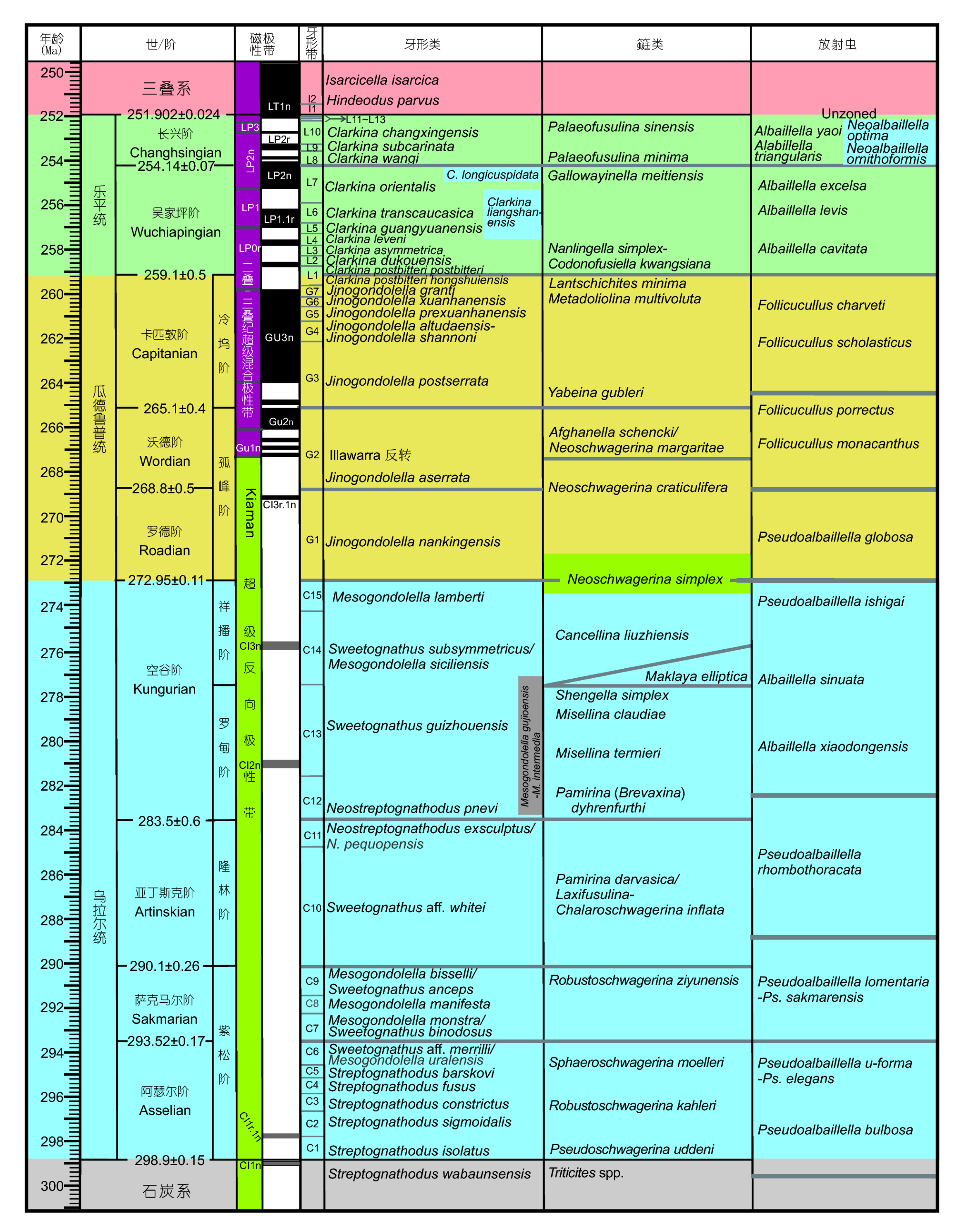


图 2　二叠纪高精度综合地层和时间框架

高精度年龄据Ramezani和Bowring (2018), 磁性地层据Hounslow 和 Balabnov (2018), 牙形类化石带据陈军(2011)、Yuan等 (2014a, 长兴阶)和Yuan等 (2017, 吴家坪阶) 修改, 䗴带据Zhang和Wang (2018), 放射虫据Zhang等 (2018), 图中灰色字体化石带和磁极性带在中国是否存在还有待于研究. L11~L13分别是*Clarkina yini*带(L11)、*C. meishanensis*带(L12)和*Hindeodus changxingensis-C. zhejiangensis*带(L13)或者*H. praeparvus*带(L13)

致可以对比.

阿瑟尔阶顶部*Streptognathodus*属明显衰退, 并且很可能在萨克马尔早期灭绝, *Sweetognathus*和*Mesogondolella*属的种群开始占据主导地位, 萨克马尔阶的牙形类化石带划分主要依据这两个属的演化序列. Chernykh (2006)等根据齿脊上从瘤突不发育→发育→进一步演化到横脊的出现这一性状建立了*Sweetognathus*演化序列, 以*S. expansus*→*S. merrilli*→*S. binodosus*-*S. anceps*的演化序列中*S. merrilli*出现为识别萨克马尔阶底界的标志, 但由于该序列在北美和乌拉尔地区种的特征不一致, 乌拉尔地区的标本后来暂时被定为*S.* aff. *merrilli*, 另外, 这些种的延限都较长, *S. merrilli*在北美地区出现可能更早(Boardman等, 2009; Henderson, 2018), 而且*Sweetognathus*种群往往丰度很低, 难于满足高分辨率地层对比的需要. 最近二叠纪地层分会放弃了用这一演化序列来定义萨克马尔阶底界GSSP的方案, 采用更具全球对比意义的*Mesogondolella*演化序列, 以*M. uralensis*→*M. monstra*→*M. manifesta*演化序列中的*M. monstra*的首现为标志, 这一首现点与乌拉尔地区的*Sweetognathus binodosus*的首现大致一致(Chernykh等, 2016). *Sweetognathus*的演化序列中的*S. binodosus*和*S. anceps*在华南也能识别. 陈军(2011)在华南罗甸剖面的多个层位识别出少量*Mesogondoella monstra*、*M. manifesta*和*M. bisselli*等, 因此, 两地大致也能对比. 但阿瑟尔阶顶部的*M. uralensis*在华南还没有被发现, 萨克马尔阶底界标志化石*M. monstra*标本稀少, 使得底界确定困难, 但*Streptognathodus*和*Adetegnathus*两个石炭纪延续上来的属在*Mesogondoella monstra*带内基本消失, 可以作为华南识别萨克马尔阶底界的辅助标志.

亚丁斯克阶的底界标志传统上以*Sweetognathus whitei* 的首现依据, 同样由于不同的分类学观点以及不同地区出现的位置不同而难于应用. *Sweetognathus whitei*的模式标本来自北美怀俄明州的Tensleep粉砂岩中, 该层位由于含有*Streptognathodus*, 其时代很可能属于阿瑟尔阶上部(Rhodes, 1963). 在堪萨斯州的Florence组和玻利维亚的Yaurichumbi组中同样*Sweetognathus whitei*与*Streptognathodus*共生; 而乌拉尔地区与北美*Sweetognathus whitei*相类似的*S.* aff. *whitei*不但形态特征与北美的种有差别, 而且出现层位明显高于*Streptognathodus*的最后消失点, 因此, 可能比北美地区的层位要高(Chernykh等, 2016; Henderson, 2018), 以至于乌拉尔地区不能用*Sweetognathus whitei*的首现定义亚丁斯克阶底界, 目前应用的亚丁斯克阶底界定义是以乌拉尔地区*Sweetognathus binodosus*→*S. anceps*→*S.* aff. *whitei*演化序列中*S.* aff. *whitei*的首现为依据(Chuvashov等, 2013), 其中aff.的含义为了表明该种标本与北美地区种的特征不完全一致(Henderson, 2018). 华南乌拉尔统*Sweetognathus*的种非常广布, 其中*S.* aff. *whitei*在很多剖面都有报道, 但层位也可能高于北美地区, 甚至高于乌拉尔地区(Mei等, 2002; 康沛泉等, 1987; 王成源, 2002), 需要与北美和乌拉尔地区*Sweetognathus*属种的分类学问题进一步对比研究. 在华南与*S.* aff. *whitei*首现大致相当的层位中*Mesogondolella*序列中经常有*M. bisselli*共生.

空谷阶底界以*Neostreptognathodus pequopensis*→*N. pnevi*演化序列中*N. pnevi*的首现作为标志(Chernykh等, 2012; Henderson等, 2012b), 这一序列在北美的内华达州同样存在, 最新的研究表明在华南罗甸和火烘冲剖面*N. pnevi*存在, 但是目前仍没有可靠的标本证明华南存在*N. pnevi*的先驱种*N. pequopensis*, 在*N. pnevi*之下有*N. exsculptus*存在, 康沛泉等(1987)报道在紫云栖霞组下部有*Neostreptognathodus pequopensis*存在, 但标本没有图示, 而且根据蜓类等化石, 该带明显高于亚丁斯克阶, 有待于进一步工作证实. *Neostreptognathodus*属的个别种在乌拉尔和北美仍然可以作为带化石出现在空谷阶的上部, 而在北美地区甚至可以延续到瓜德鲁普统中部, 但在华南该属主要发现于空谷阶底界附近. 华南地区空谷阶下部就开始进入由*Sweetognathus guizhouensis*为主的化石带(Shen等, 2012), 中上部以*S. subsymmetricus*为主, 顶部出现*S. hanzhongensis*. *Mesogondolella*在华南空谷阶也发育, 但因为演化序列不清楚且标本数量不丰富, 很少被作为主要带化石, 在华南栖霞组下部*Mesogondolella gujioensis*-*M. intermedia*带, 上部含有较多的*Mesogondolella siciliensis*和*M. lamberti*等. 华南空谷阶顶部也含有少量前部自由齿片带弱锯齿的标本, 需要开展系统研究. 另外, *Pseudosweetognathus*一属在华南空谷阶广泛发育, 可作为标志种之一, 但个体丰度很小, 且需要注意的是该属可以延续到罗德阶.

瓜德鲁普统的牙形类框架主要是基于北美瓜德鲁普山的地层建立, 除了上部卡匹敦阶牙形类化石带在

华南分辨率较高外，罗德阶和沃德阶均只含一个牙形类化石带．虽然受到泛大陆的阻隔，德克萨斯和华南地区牙形类生物群面貌有一定差异，但*Jinogondolella*演化序列基本相同．罗德阶的底界以齿台两侧明显带有锯齿特征的*J. nankingensis*的首现为标志(Henderson, 2018)．在北美地区最早被定为*Gondolella serrata* (Clark和Ethington，1962)的标本被重新厘定为*J. nankingensis*的未成年标本 (Lambert等，2007)．华南目前报道过的*J. nankingensis*基本上全部来自于孤峰组和茅口组的底部，因此，华南罗德阶的传统底界往往对应于或者略高于孤峰阶的底界．但是，罗德阶底界在华南的精确位置以及*J. nankingensis*的首现在位于泛大陆的两侧华南和北美是否相同还需要进一步研究．最近，Davydov等(2018)根据在俄罗斯远东地区含北方型菊石*Sverdrupites harkeri*的层位的火山灰的年龄推定罗德阶的底界年龄可能要老到~277Ma, 其主要依据是这个菊石在加拿大北极区与牙形类化石*Jinogondolella nankingensis gracilis*共生, 这种对比也存在一定的问题，首先俄罗斯远东地区含火山灰的的层位并不含牙形类化石，因此，含菊石的层位与*J. nankingensis gracilis*的直接关系不清；其次，即使俄罗斯远东地区和加拿大含菊石层位同时也无法说明加拿大含*J. nankingensis gracilis*的层位与瓜德鲁普山罗德阶底界是否等时．Davydov等(2018)进一步推测华南地区栖霞阶与孤峰阶之间有可能有一个很长的间断，根据华南地区的无数研究表明这种间断并不存在，而且华南地区栖霞组顶部和茅口组底部同属于*Neoschawagerina simplex*蝬带(图2)，这个蝬带基本限定了华南地区孤峰阶底界附近非常接近于瓜德鲁普统的底界．沃德阶的底界以*J. aserrata*的首现为标志, 但这一标志经过多次研究在北美标准地区的首现不清楚, 沃德阶底界的GSSP点位样品中经反复采集和处理不含牙形类化石．卡匹敦阶的标准牙形类化石带基于*J. postserrata*→*J. shannoni*-*J. altudaensis*→*J. prexuanhanensis*→*J. xuanhanensis*→*J. granti*→*Clarkina postbitteri hongshuiensis*的演化序列建立的, 并依据*J. postserrata*在瓜德鲁普国家公园Nipple Hill剖面的首现作为卡匹敦阶的底界, 但是该种在GSSP的位置标本丰度低，GSSP以上0.5m已经到达山顶, 往上不再有地层保留, 因此, 卡匹敦阶牙形类地层框架的建立需要更多其他剖面的资料．*J. postserrata*→*J. shannoni*→*J. altudaensis*这一序列建立于德克萨斯, 而*J. prexuanhanensis*→*J. xuanhanensis*→*J. granti*→*Clarkina postbitteri hongshuiensis*序列建立于华南, 但是整个演化序列在华南可以完整识别．而北美卡匹敦阶顶部牙形类化石带不完整，*J. xuanhanensis*带之上为Castile蒸发岩沉积．

乐平统所涉及的三个GSSP(吴家坪阶底界、长兴阶底界和印度阶底界)均确立在华南，因此，依据华南建立的乐平统牙形类生物地层框架即代表了国际标准序列．吴家坪阶的底界以*Clarkina postbitteri hongshuiensis*→*C. postbitteri postbitteri*→*C. dukouensis*演化序列中*C. postbitteri postbitteri*的首现为标志(Jin等, 2006a)．受到瓜德鲁普统-乐平统之交全球大海退的影响，典型的*C. postbitteri postbitteri*仅在蓬莱滩等极少数剖面存在，其他绝大多数地区吴家坪阶的牙形类化石从*C. dukouensis*带才开始出现 (Yuan等, 2017)．吴家坪阶牙形类带主要依据*Clarkina postbitteri postbitteri*→*C. dukouensis*→*C. asymmetrica*→*C. leveni*→*C. guangyuanensis*→*C. transcaucasica*或者*C. liangshanensis*→*C. orientalis*两个*Clarkina*的演化序列建立的．*C. liangshanensis*的首现与*C. guangyuanensis*的首现位置大致相同，但延限较长，*C. orientalis*带代表的地层在很多剖面超过吴家坪阶其他化石带所代表的地层之和. 部分剖面吴家坪阶顶部能够识别出长兴阶*Clarkina*演化序列的先驱种*C. longicuspidata*, 但是该种的首现位置和先驱种均不能确定(图2). 长兴阶底界以*C. longicuspidata*→*C. wangi*→*C. subcarinata*演化序列中*C. wangi*的首现为标志, 基于煤山剖面建立的长兴阶牙形类带包含*C. wangi*带、*C. subcarinata*带、*C. changxingensis*带、*C. yini*带(L11)、*C. meishanensis*带(L12)和*Hindeodus changxingensis*-*C. zhejiangensis*带(L13) (Yuan等, 2014a), 与之可以精确对比的*Clarkina*演化序列在伊朗北部也可以很好识别(Kozur，2004；Shen和Mei，2010)．*C. changxingensis*一种延限较长，往往占据长兴阶近一半左右的地层，因此该带最容易被识别．受到海退的影响, *Hindeodus changxingensis*-*C. zhejiangensis*带代表的地层在华南一些浅水相剖面可能缺失．*H. changxingensis*-*C. zhejiangensis*带上部伴生有*H. praeparvus*, 也可以称为*H. praeparvus* 带, 可用于辅助识别此带，但该带部分标本与*H. parvus*难于区分．*H. parvus*的首现代表了三叠系的开始，但最近高精度地层研究表明在多个剖面*H. parvus*的首现可以稍微早于

煤山GSSP剖面的首现(Zhang等., 2014; Yuan等, 2015)(图2).

3.2 蜓类

蜓类是二叠纪重要的化石门类, 演化迅速, 演化性状容易识别, 生物地层序列清楚, 被广泛用于特提斯大区的对比. 华南是全球二叠纪蜓类化石最发育的地区之一, 保存了各个时期的化石记录(肖伟民等, 1986), 而且许多剖面同时含有牙形类和蜓类, 为解决两套生物地层系统之间的对比提供了条件. 二叠系的底界一般见于马平组和船山组的中上部, 大致以膨胀型的蜓属*Pseudoschwagerina*或*Sphaeroschwagerina*的出现为标志, 在华北见于太原组下部. 从晚石炭世*Triticites*为主的动物群到乌拉尔世早期以*Pseudoschwagerina*为主动物群的过渡可追踪于华南、北美、俄罗斯等各个主要陆块. 华南紫松阶可分为*Pseudoschwagerina uddeni*、*Robustoschwagerina kahleri*、*Sphaeroschwagerina moelleri*带和顶部的*Robustoschwagerina ziyunensis*带(肖伟民等, 1986).

隆林阶底界以*Pamirina darvasica*的首现为标志(Sheng和Jin, 1994). 该阶段的沉积见于陕西镇安、广西隆林和贵州紫云等, 由于沉积相的分异, 此时在外陆棚或斜坡环境, 蜓类主要由希瓦格蜓科的分子组成, 被称为*Laxifusulina-Chalaroschwagerina inflata*组合(许寿永等, 1986).

罗甸阶以*Misellina* (*Brevaxina*)亚属的出现为标志, 从*Pamirina*演化到*Misellina* (*Brevaxina*)标志着费伯克蜓类的起源. 基于*Misellina* (*Brevaxina*), 又演化出*Shengella*等. 罗甸阶包括*Misellina* (*Brevaxina*) *dyhrenfurthi*带、*M. termieri*带、*M. claudiae*带和*Shengella simplex*带(肖伟民等, 1986).

祥播阶原始定义相当于*Cancellina*带(范嘉松和齐敬文, 1990). 在贵州猴场剖面上, 该阶包括*Maklaya elliptica*带、*Cancellina liuzhiensis*带和*Neoschwagerina simplex*带(Sheng和Jin, 1994; 肖伟民等, 1986). 但是在华南和日本*Neoschwagerina simplex*下部可以与空谷阶的牙形类共生(Henderson和Mei, 2003; Shen等, 2012), 而上部则与*Jinogondolella nankingensis*共生(图2).

孤峰阶相当于罗德阶和沃德阶总和, 底部属于*Neoschwagerina simplex*带, 往上包括*N. craticulifera*带和*N. margaritae*带(Sheng和Jin, 1994), 在贵州紫云候场剖面, 该阶的上部地层以*Afghanella schencki*带为特征(肖伟民等, 1986).

冷坞阶与卡匹敦阶完全相当. 在贵州候场, 该阶的蜓类化石带相当于*Yabeina gubleri*带和*Metadoliolina multivoluta*带(肖伟民等, 1986). 冷坞阶顶部, 大型蜓类发生灭绝, 取而代之的是很多小型蜓类的繁盛, 如*Lantschichites, Codonofusiella, Reichelina*等, 这一现象在华南、伊朗、日本和北美都有表现.

吴家坪阶的蜓类大致可分为两个化石带, 分别是下部的*Nanlingella simplex-Codonofusiella kwangsiensis*带和上部的*Gallowayinella meitienensis*带. 吴家坪阶相当于特提斯框架的Dzhulfian阶. 长兴阶蜓类以*Palaeofusulina*的繁盛为特征, 可分为下部的*Palaeofusulina minima*带和上部的*Palaeofusulina sinensis*带. 在煤山D剖面上, *Palaeofusulina minima*分子的首现大致可以和牙形类*Clarkina wangi*的首现相近(Jin等, 2006b). 长兴阶大致可以和特提斯框架(Leven, 2003)的Dorashamian阶对比.

3.3 放射虫

晚古生代放射虫主要分布于远洋至深水陆架环境. 在中国, 二叠纪放射虫主要发现于华南西南部和北缘盆地相沉积(王汝建, 1995; 王玉净和尚庆华, 2001; Feng等, 2007; He等, 2008); 另外, 在钦防、云南和西藏等造山带地区也有不少发现(张克信等, 2000; 冯庆来等, 2002; Wang和Yang, 2011). 放射虫在恢复盆地古水深、确定地层地质时代、重建造山带地质演化等方面发挥了重要作用(He等, 2011; Wang和Yang, 2011; Aitchison等, 2017; Xiao等, 2017). 二叠纪具有生物地层学意义的放射虫主要是Albaillellaria目的分子, 这一类群演化速度较快, 乌拉尔世主要为*Pseudoalbaillella*, 瓜德鲁普世演化出*Follicucullus*, 到乐平世开始出现*Neoalbaillella*. 中国二叠纪的放射虫可以识别出17个化石带(Zhang等, 2018).

乌拉尔统从下往上依次为*Pseudoalbaillella bulbosa* 组合带、*P. u-forma-P. elegans*顶峰带、*P. lomentaria-P. sakmarensis* 组合带、*P. rhombothoracata* 带、*Albaillella xiaodongensis* 组合带、*A. sinuata* 和*Pseudoalbaillella ishigai* 顶峰带. 其中, *Pseudoalbaillella bulbosa*组合带从上石炭统上延至乌拉尔统的亚丁斯克阶, 和乌拉尔南部的*Latentifistula crux*带大致相当

(Aitchison等, 2017). *Pseudoalbaillella lomentaria-P. sakmarensis*组合带在水体较浅的乌拉尔南部地区相变为3个化石带(以十字多囊虫和球形多囊虫为主)(Amon和Chuvashov, 2002; Aitchison等, 2017). 另外, *Pseudoalbaillella rhombothoracata* 带的下部和牙形类*Sweetognathus whitei*共生, 上部和蜓*Misellina*所产地层序列相关(Ishiga, 1990; Miyamoto等, 1997), *Sweetognathus whitei*带主要产于亚丁斯克阶, *Misellina*带主要产于空谷阶, 因此, *Pseudoalbaillella rhombothoracata* 带时代为亚丁斯克期至空谷期.

瓜德鲁普统从下往上划分为5个化石带, 依次为*Pseudoalbaillella globosa*、*Follicucullus monacanthus*、*F. porrectus*、*F. scholasticus*和*F. charveti* 带.

乐平统从下往上划分为5个化石带, 依次为*Albaillella cavitata*、*A. levis*、*A. excelsa*、*A. triangularis*带和*A. yaoi* 顶峰带. 前3个带相当于吴家坪阶; 后2个带大致相当于长兴阶, 并且分别与Albaillellaria中另外一个演化谱系的化石带*Neoalbaillella ornithoformis* 带和*Neoalbaillella optima* 带相当. 另外, 由于受生物大灭绝影响, 长兴阶顶部和印度阶底部缺少放射虫化石, 因此, 难于建立放射虫带(图2).

3.4 菊石

二叠纪菊石生物地层工作自20世纪50年代逐步开展, 取得了重要进展(Leonova, 2011, 2018; Zhou, 2017). 整个二叠系可划分出大约20个菊石带(图3).

在乌拉尔南部哈萨克斯坦的Aidaralash剖面石炭-二叠系界线层型剖面, 二叠纪的菊石有一半是从石炭纪延续上来, 但*Neopronorites rotundus*, *Daixites antipovi*, *Artinskia kazakhstanica*和*Prothalassoceras serratum*等分子开始出现. 阿瑟尔阶菊石生物带自下而上包括 *Svetlanoceras*带、*Juresanites*带、*Sakmarites*带. 萨克马尔阶菊石仍然以乌拉尔地区最具代表性, 但分异度明显增加. 萨克马尔阶下部称为*Propopanoceras simense-Properrinites boesei*带, 而上部为*Crimites subcrotowi-Properrinites cumminsi*带 (Leonova, 2018). 该阶以*Properrinites*属的首现为特征, *Properrinites*常见于美国, 在加拿大, 帕米尔和帝汶岛的相当地层中也有发现. 值得注意是最近该属在广西的紫松阶下部也有发现(Zhou, 2017), 在华南整个紫松阶只有*Properrinites plummeri-Eoasianites subhanieli*一个化石带(Jin等, 2003), 但最近在南盘江盆地相当于阿瑟尔阶的层位识别出*Properrinites gigantus-Svetlanoceras serpentinum*带, 在相当于萨克马尔阶的层位识别出*Svetlanoceras uraloceraformis-Prothalassoceras*带(Zhou, 2017).

亚丁斯克阶菊石在乌拉尔地区最为丰富, *Uraloceras*可以从萨克马尔阶延到亚丁斯克阶, *Popanoceras*最早在亚丁斯克早期开始出现, 且在全球范围内分布较广. 下部以*Neoshumardites triceps-Metaperrinites vicinus*带为代表, 上部以*Neocrimites fredericksi-Medlicottia orbignyana*带为代表(Leonova, 2018). 华南与亚丁斯克阶相当的隆林阶以*Popanoceras*属最为常见, 可以分为下部的*Popanoceras kueichowense-P. nandanense*带和上部的*Propanoceras simile*带(Jin等, 2003; Zhou, 2017).

空谷阶菊石长期以来被认为与亚丁斯克阶有继承关系, 自下而上包括*Propinacoceras busterense*带和*Pseudovidrioceras dunbari*带(Jin等, 1997). 华南的罗甸阶以一些地方性的分子为代表, 自下而上识别出*Popanoceras ziyunense*、*Metaperrinites shaiwaensis*和*Pseudohalorites*带(Jin等, 2003), 其中下部的*Popanoceras ziyunense*、*Metaperrinites shaiwaensis*位于蜓类*Pamirina*带之上, 与蜓类化石*Misellina claudiae*共生(Zhou, 2017).

瓜德鲁普统菊石最大的变化就是出现了齿菊石目的代表, 并在在乐平统成为优势类群. 齿菊石目的*Paraceltites*属在北美瓜德鲁普山层型剖面出现要早于牙形类*Jinogondolella nankingensis*的首现, 因此, 该属从空谷阶上部就已经开始出现. 罗德阶分为下部的*Demarezites*带和上部的*Paraceltites*带, 在华南祥播阶以*Shaoyangoceras*带为代表, 孤峰阶下部以*Altudoceras-Paraceltites*带为代表(周祖仁, 1987). 沃德阶在北美以*Waagenoceras*带为代表, 典型分子还包括*Neogeoceras*, *Sosioceras*, *Anatsabites*, *Adrianites*, *Mexicoeras*和*Waagenoceras*等(Lambert等, 2000). 与罗德阶的*Paraceltites*类似, *Waagenoceras*的首现与牙形类*Jinogondolella aserrata*的首现的关系不清. 在华南与沃德阶大致相当的孤峰阶上部则以*Guiyangoceras*带为代表, 在南盘江盆地则以*Waagenoceras* sp.-*Propinacoceras beyrichi*带为代表. 卡匹敦阶的菊石带在北美瓜德鲁普山比较发育, 长期以来被认为以*Timorites*带为标准, 该带在日本、西藏及俄罗斯远东地区和云南均有发现, 包含*Di-*

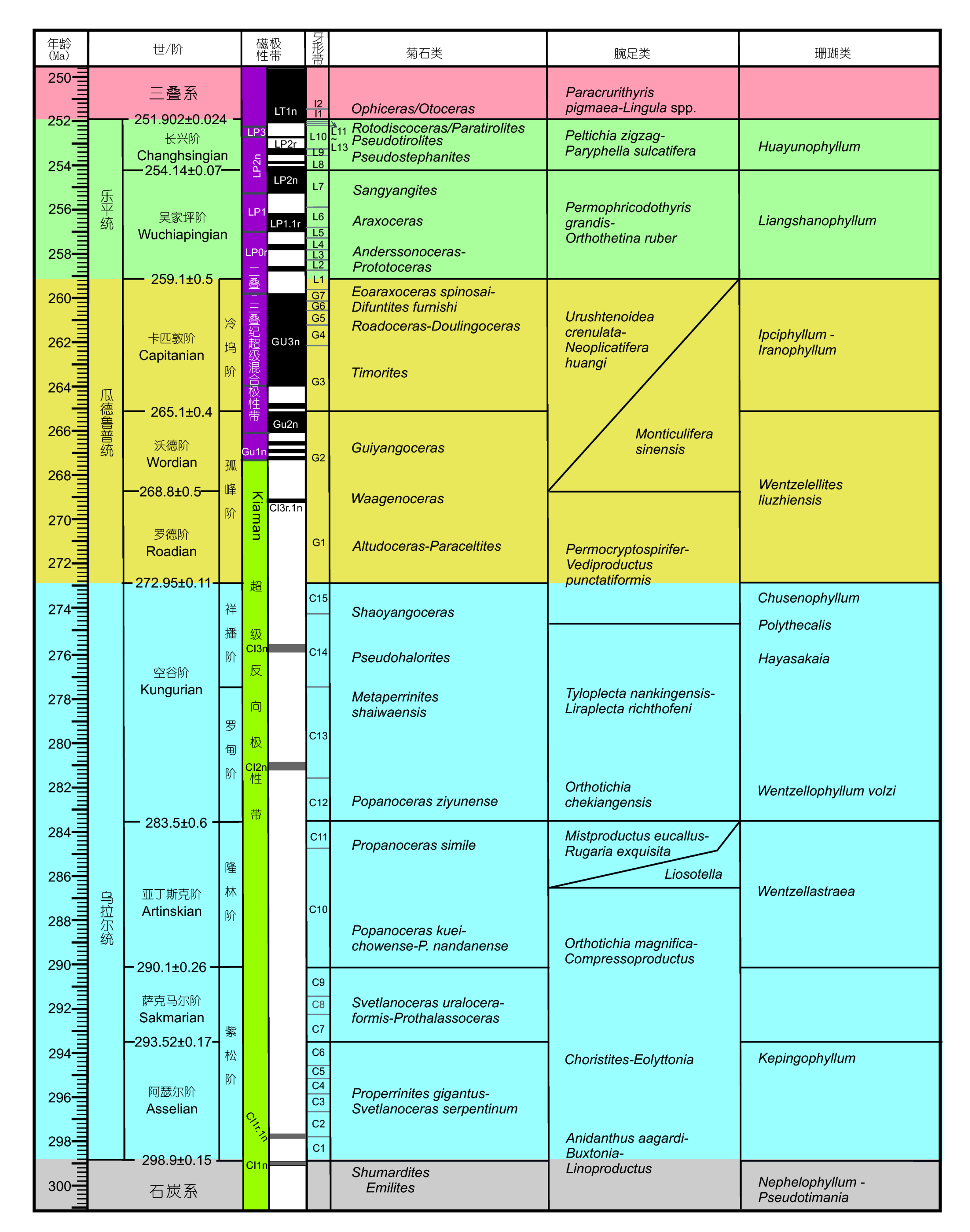


图 3　二叠纪菊石、腕足和珊瑚类生物地层框架

高精度年龄据Ramezani和Bowring (2018), 磁性地层据Hounslow 和 Balabnov (2018), 牙形类化石带参见图2, 菊石据Jin等(2003)和Zhou (2017)修改, 腕足类化石带据华南地区(Shen等, 2017; Shen, 2018), 珊瑚据Jin等 (2003)修改. 图中灰色字体化石带和磁极性带在中国是否存在还有待于研究

funtites、*Strigogoniatites*、*Timorites*、*Neostacheoceras*等, 在华南以*Shouchangoceras*、*Doulingoceras*和*Roadoceras*等为代表，称为*Roadoceras-Doulingoceras*带(周祖仁，1987)，该带的分子可以延入乐平统最底部的*Clarkina postbitteri postbitteri*带(Ehiro和Shen，2008). 最近，在贵州紫云晒瓦组第三段识别出*Eoaraxoceras spinosai-Difuntites furnishi*带，该带与墨西哥Coahuila地区瓜达鲁普统顶部La Colorado层的*Eoaraxoceras*带(Spinosa等，1970)完全可以对比(Zhou，2017)，Zhou (2017)认为晒瓦组第三段应归于乐平统，并得出华南的乐平统下部与北美的瓜德鲁普统上部存在重叠的结论. 然而, 已有资料和近期的野外和室内研究表明紫云晒瓦组第三段位于含有卡匹敦阶牙形类*Jinogondolella postserrata*和蜓类*Yabeina*的灰岩之上(Wang等，2016)以及含有长兴阶牙形类*Clarkina subcarinata*的灰岩之下，由于原始采集的菊石具体详细层位已经不清，该段地层中除了一些没有确切时代意义的腕足类以外没有其他化石, 理论上晒瓦组第三段*Eoaraxoceras spinosae-Difuntites furnishi*带属于瓜达鲁普统顶部和乐平统下部皆有可能, 墨西哥Caohuila附近含*Eoaraxoceras* 的La Colorada页岩中同样没有牙形类化石(Wardlaw等，2000)，共生的菊石为典型的瓜达鲁普统顶部的分子，包括*Stacheoceras*、*Timorites*等(Spinosa等，1970)；此外，后来的研究表明北美地区瓜德鲁普统顶部缺失了*Jinogondolella xuanhanensis*带以上的正常海相地层. 迄今为止还没有发现可靠的乐平统牙形类化石(Wardlaw等, 2000; Lucas 和Shen, 2018)，因此，北美地区含*Eoaraxoceras*的La Colorada层应属于卡匹敦阶顶部(Spinosa等, 1970; Wardlaw等, 2000)，如果两大区菊石带可以对比，那么华南地区晒瓦组第三段*Eoaraxoceras spinosae-Difuntites furnishi*带也应属于瓜德鲁普统顶部，至少目前为止没有可靠的证据表明华南的乐平统与北美的瓜达鲁普统顶部存在重叠关系.

乐平统菊石发现于华南、克什米尔、中喜马拉雅及巴基斯坦等地区. 最具代表性的分子产自外高加索、伊朗、华南及俄罗斯远东地区，另外在马达加斯加及东格陵兰偶尔也有发现. 吴家坪阶以齿菊石为主，常见分子包括*Araxoceras*、*Anderssonoceras*、*Dzhulfoceras*、*Julfotoceras*、*Abadehceras*、*Prototoceras*和*Pseudotoceras*等，另外，*Pseudogastrioceras*，*Metagastrioceras*，*Retiogastrioceras*等假腹菊石科的分子也可见. 吴家坪阶自下而上划分出三个菊石带：*Anderssonoceras*带、*Araxoceras*带及*Sanyangites*带(赵金科等，1978)，需要指出的是*Anderssonoceras*局限于华南. 在包括西藏南部、巴基斯坦、克什米尔、西澳等冈瓦纳北缘地区以及北美、日本、北极区的东格陵兰等地吴家坪阶地层中普遍含有菊石*Cyclolobus*, 这是吴家坪阶的一个常见分子(Glenister等, 2015).

长兴阶具有代表性的分子是棱菊石类Changhsingoceras，其退化的缝合线在环叶菊石当中极为有特点. 齿菊石依然是优势类群，包括：*Phisonites*、*Iranites*、*Paratirolites*、*Pseudotirolites*、*Tapashanites*、*Pleuronodoceras*等. 长兴阶菊石带自下而上包括*Pseudostephanites*、*Pseudotirolites*和*Rotodiscceras-Paratirolites*带(赵金科等, 1978). 这些化石带在伊朗中部、北部和外高加索地区均可以对比，在伊朗的*Dorashamian*阶*Paratirolites*带曾被认为与华南长兴阶下部对比(赵金科等，1981)，后经过牙形类化石带的研究和对比均表明伊朗和外高加索地区的*Paratirolites*带代表了长兴阶最高层位的化石带(Kozur, 2004; Shen和Mei, 2010).

3.5 腕足类

二叠纪腕足动物化石带在华南地区发育最全，代表了特提斯大区暖水型类群，其中相当于阿瑟尔阶和萨克马尔阶的地层中腕足动物群研究精度不够，难于区别，基本上是一些从石炭纪延续上来的分子. 根据对广西隆林地区马平组的腕足动物群研究，可以分为三个腕足动物组合，分别是*Proanidanthus enaagardi-Buxtonia-Linoproductus*组合(相当于蜓类*Pseudoschwagerina*带)、*Choristites-Eolyttonia*组合和*Orthotichia magnifica- Compressoproductus*组合(Shen，2018；李莉等, 1987)，大量的*Choristites*存在是这个时期腕足类的主要特征. 从栖霞组的梁山段开始，腕足类的面貌明显发生了变化，在梁山段中含有较多的小型戟贝类组合，在广西宜山称为*Mistproductus eucallusus-Rugaria exguisita*组合(杨德骊，1991)，在四川邻水称为*Lingshuichonetes-Crurithyris*组合(Campi和Shi, 2007), 该组合根据牙形类和蜓类化石带应该属于亚丁斯克阶的上部. 栖霞组底部在整个华南地区有一个可以识别的腕足动物组合, 以含有大量大型的*Orthotichia chekiangensis*为代表，该组合带以下常见的*Choristites*、*Rugoconcha*等已经消失，并且与蜓类*Misellina claudiae*共生，很可能

已经属于空谷阶的底部. 整个栖霞组中下部以*Tyloplecta nankingensis-Liraplecta richthofeni*组合为特征, 从栖霞组上部开始在特提斯区域出现一个以含有*Permocryptospirifer*、*Monticulifera*、*Vediproductus*等特征分子的组合, 这一组合在保山地块、拉萨地块、东南亚、缅甸、伊朗、日本等地均存在, 是特提斯区域很好的对比标志(Jin和Zhan, 2008; Shen, 2018), 该组合带时代从空谷阶上部延至沃德阶. 在沃德阶上部至卡匹敦阶的中下部均含有一个特征的以*Neoplicatifera-Urushtenoidea*为代表的组合, 卡匹敦阶顶部瓜德鲁普统常见的分子基本消失, 开始出现大量的乐平统类型的腕足动物分子, 包括*Spinomarginifera lopingensis*、*Tyloplecta yangtzeensis*、*Transennatia gratiosa*等(Shen和Shi, 2009). 吴家坪阶开始腕足类在华南地区极其丰富, 以*Permophricodothyris elegantula*、*Orthothetina ruber*、*Spinomarginifera lopingensis*、*Tyloplecta yangtzeensis*、*Transennatia gratiosa*、*Haydenella kiangsiensis*、*Edriosteges poyangensis*等分子的大量繁盛为特征; 长兴阶这些分子仍然存在, 但丰度明显降低, 取而代之占主导地位的是浅水相较常见的*Peltichia zigzag*组合和深水相较常见的*Paryphella sulcatifera-Fusichonetes*组合(Shen等, 2017; Shen, 2018; Wu等, 2016)(图3).

二叠纪腕足动物群具有很强的地理分异, 在云南西部保山、腾冲等地, 乌拉尔世早期的腕足动物群与华南地区很大不同, 发育了典型的冈瓦纳冷水型腕足动物群, 其中包括*Bandoproductus-Punctocyretella-Callytharrella*组合最为特征(Shen等, 2000b), 这一组合与同在冈瓦纳北缘地区的藏南喜马拉雅特提斯带、滇缅马苏(Sibumasu)、印度北部、克什米尔和巴基斯坦盐岭等地的组合完全可以对比(方润森和范健才, 1994; Shen等, 2017, Shen, 2018). 进入瓜德鲁普世以后, 云南的保山、腾冲、拉萨、南羌塘等块体的腕足类出现大量暖水型的分子, 逐渐可以与华南地区可以开始对比. 乐平世这些块体都基本没有腕足动物群的记录, 但藏南喜马拉雅特提斯带在色龙群发育了很好的乐平统腕足动物群, 以典型的冈瓦纳冷水型腕足动物群为特征, 其中以*Spiriferella rajah*、*Neospirifer kubeiensis*、*Biplatyconcha grandis*等为代表(Shen等, 2000a, 2001; Shen等, 2003), 在长兴期末期, 一些小型的暖水型的腕足类进入该地区, 形成一个独特的以*Fuchichonetes-Martinia attenuatelloides*组合为代表(Shen和Jin, 1999).

在华北地区, 乌拉尔世早中期的腕足动物群主要发育于太原组, 以含有大量*Dictyclostus taiyuanfuensis-Choristites-Echinoconchus*组合为特征(范炳恒和何锡麟, 1999). 在北方过渡带内蒙等地区, 瓜德鲁普统含有典型的北方型与特提斯型混生的腕足动物群, 以内蒙哲斯的腕足动物群为特征, 其中包括*Yakovlevia mammata-Megousia aagardi*、*Alispiriferella neimengolensis-Waagenoconcha*、*Richthofenia cornuformis-Enteletes andrewsi*等组合(王成文和张松梅, 2003), 这些腕足动物组合根据共生的牙形类和蜓类化石都应该属于瓜德鲁普统(Shen等, 2017; Shen, 2018)(图3).

3.6　珊瑚类

中国二叠纪的珊瑚研究始于20世纪30年代, 其中, 研究程度最高的属华南地区, 浅海相地层中广泛分布典型的古特提斯大区的珊瑚动物群. Huang(1932b)最早对华南地区的二叠纪珊瑚进行过总结, 建立了5个化石带, 为二叠纪珊瑚生物地层划分打下了基础. 迄今, 除*Lophophyllidium kasyeri*带外, 其他4个带仍在沿用. 随着研究工作的陆续开展, 二叠纪珊瑚生物地层序列不断完善. 由于珊瑚为底栖固着生活, 容易受沉积环境影响而具有较强的地理分异性, 即使在华南范围内, 各地区识别出的珊瑚生物地层分带也有不同, 但在生物群面貌和演化序列上大体基本一致. 以经典的开创性研究为基础(Huang, 1932b; 卢衍豪, 1956), 参考一套较全面的珊瑚生物地层方案(肖伟民等, 1986), 且以其他资料作为补充(赵嘉明和陈华成, 1963; 吴望始等, 1974; 吴望始和赵嘉明, 1984, 1989; 时言, 1982; 王志根和赵嘉明, 1998; Wang和Sugiyama, 2001), 整个二叠系可划分为10个珊瑚带(图3).

紫松阶(阿瑟尔阶至萨克马尔阶)相当于*Kepingophyllum*带. 吴望始等(1974)在贵州西部建立*Kepingophyllum*组合, 所在地层为广义的马平组上部. 肖伟民等(1986)在紫云猴场一带将相当于吴氏*Kepingophyllum*组合带的地层划分为两个珊瑚带, 其下部称为*Streptophyllidium-Diversiphyllum*顶峰带. 本文沿用*Kepingophyllum*带一名, 将其延限调整为与肖伟民等的*Streptophyllidium-Diversiphyllum*顶峰带相当. 该带在湖南中部、陕西镇安、内蒙古和新疆(张雄华和何心

一, 1990; 吴望始和赵嘉明, 1984, 1989)等地区有广泛分布. 带化石*Kepingophyllum*发育复中柱和三级隔壁的复体类型, 除带化石外, 还包含其他同为柯坪珊瑚科且发育三级隔壁的分子, 如*Szechuanophyllum*, *Anfractophyllum*等, 也包含从石炭纪最晚期延续上来的柯坪珊瑚科的原始分子, 如*Antheria*、*Nephelophyllum*等. 其他共生的珊瑚还包括一些发育三级隔壁的大型单体珊瑚, 如*Thomasiphyllum*和*Pavastehphyllum*等. 本带的珊瑚动物群面貌已呈现出较典型的二叠纪特征.

亚丁斯克阶(隆林阶)相当于*Wentzellastraea*延限带. 该带建立于贵州紫云猴场一带(肖伟民等, 1986), 以*Wentzellastraea*的出现为特征, 其他共生分子多与下伏的*Kepingophyllum*带类似. 但该带除贵州南部外, 在其他地区未见报道.

空谷阶(罗甸阶至祥播阶)包含四个珊瑚带, 自下而上依次为: *Wentzellophyllum volzi*、*Hayasakaia*、*Polythecalis*和*Chusenophyllum*带. 前三个带均由Huang (1932b)建立, 代表与栖霞组相当的地层, 珊瑚动物群的总体演化特征为似文采尔珊瑚亚科(Wentzellophillidae)的分子繁盛, 卫根珊瑚亚科(Waagenophyllinae)的单体类型开始分异. 某些地区*Hayasakaia*和*Polythecalis*经常混生, 一些研究者曾将它们合并为一个组合带(时言, 1982), 本文仍作为独立的带对待. *Chusenophyllum*常见于栖霞组的顶部, 其内部构造与*Polythecalis*相似, 但单骸间壁已完全消失, 可能由后者演化而来(时言, 1982).

罗德阶至沃德阶(孤峰阶)相当于*Wentzelellites liuzhiensis*带. 该带以大量块状复体的文采尔珊瑚亚科(Wentzelellinae)的分子出现为特征, 同时, 卫根珊瑚亚科的复体类型分子, 如*Ipciphyllum*已开始零星出现, 代表四射珊瑚的演化阶段已进入瓜德鲁普世.

卡匹敦阶(冷坞阶)相当于*Ipciphyllum*-*Iranophyllum*带. 本带以大量卫根珊瑚亚科复体类型分子的分异和繁盛为主要特征, 同时伴生有文采尔珊瑚亚科的单体类型*Iranophyllum*. 本带分布广泛, 在陕西汉中、广西来宾以及华南其他地区均可识别(卢衍豪, 1956; 王志根和赵嘉明, 1998; 时言, 1982; 许寿永, 1984), 该带在东南亚的滇缅马苏地块以及伊朗等地均存在, 是卡匹敦阶地层很好的对比依据.

吴家坪阶和长兴阶分别对应*Liangshanophyllum*带和*Huayunophyllum*带. 乐平世的珊瑚分异度和丰度均急剧减少, 浅海相地层中仅见一些内部结构简单的丛状复体类型的*Waagenophyllum*的分子, 以及出现在湘、鄂地区的小型单体无鳞板珊瑚(许寿永, 1984).

4 地质年代学

二叠纪高精度年龄的测定近年来随着CA-ID-TIMS测年技术的飞速发展而大幅提高. 乌拉尔统的高精度年龄以南乌拉尔地区的Usolka和Dalny Tulkas剖面研究最为详细. Ramezani等 (2007) 对Usolka剖面石炭-二叠系之交的4层火山灰进行了高精度CA-ID-TIMS定年, 界线位于(299.22±0.14)Ma和(298.05±0.44) Ma之间, 根据牙形类化石*Streptognathodus isolatus*的首现位置插入计算石炭-二叠系界线的年龄是(298.92 ±0.19)Ma (Ramezani和Bowring, 2018). Schmitz和Davydov (2012)对南乌拉尔地区Usolka和Dalny Tulkas剖面的石炭系上部和二叠系乌拉尔统下部的29层火山灰进行了系统的高精度测年. 阿瑟尔阶/萨克马尔阶界线位于(296.69±0.12)Ma和(291.10±0.12)Ma之间, 其中萨克马尔阶底界*Mesogondolella monstra*首现位置的插入年龄值是(293.52±0.17)Ma(Chernykh等, 2016; Ramezani和Bowring, 2018). 亚丁斯克阶底界附近也有三个年龄, 根据界线上下两个年龄计算*Sweetognathus* aff. *whitei*首现层位的年龄是(290.10±0.07)Ma (Schmitz和Davydov, 2012). 空谷阶底界附近的火山灰层由于全部含有更老的碎屑锆石, 目前还没有可靠的精确年龄, 但根据全球$^{87}Sr/^{86}Sr$的变化趋势, $^{87}Sr/^{86}Sr$值从石炭系顶部Gzelian阶的0.7082持续降低到瓜德鲁普统的卡匹敦阶上部的0.7068(Liu等, 2013; McArthur等, 2012), 空谷阶底界附近的牙形类化石$^{87}Sr/^{86}Sr$值在0.7074左右, 据此推算空谷阶底界附近的年龄应该在283.5Ma左右(Henderson等, 2012b). 华南乌拉尔统目前还没有可靠的高精度CA-ID-TIMS年龄, 但在新疆东部博格达山的两侧吐鲁番盆地和准噶尔盆地近来高精度测年取得了重要进展(Yang等, 2010), 大幅改变了以往海陆相地层的对比关系. 华北和塔里木盆地周边大量的SHRIMP和SIMS测年数据表明塔里木火成岩省形成的时间大概在290~274Ma之间(Li等, 2011), 与乌拉尔地区的乌拉尔统年龄数据重叠, 因此, 在华北和塔里木开展CA-ID-TIMS高精度测年对于解决中国的地质年代框架具

有非常重要的意义.

美国瓜德鲁普山国家公园瓜德鲁普统底界GSSP所在剖面不含可以用来测年的火山灰层，但在华南地区*Jinogondolella nankingensis*首现层位有多层火山灰存在，最新的CA-ID-TIMS测年表明孤峰组底界的年龄为(272.95±0.11)Ma，由于生物地理区系控制等原因，但不能肯定华南地区*J. nankingensis*的首现与德克萨斯的首现是否完全等时，因此，要完全确定瓜德鲁普统GSSP位置的绝对年龄还需要进一步的对比工作(Wu等，2017)；另一个位于安徽巢湖孤峰组底界之上1m，测得年龄为(271.038±0.097)Ma，该年龄应该位于罗德阶的中部，但缺乏高精度的生物地层控制(Wu等，2017). 美国瓜德鲁普统内部高精度同位素年代学研究最近也取得了重要进展. 瓜德鲁普山公园的Nipple Hill山卡匹敦阶GSSP之下约37.2m(沃德阶顶部)有一层火山灰，最近，Ramezani和Bowring (2018)对该层火山灰用最新的稀释剂和定年方法进行了重新测定，其年龄值为(265.46±0.27)Ma，这是目前为止最接近卡匹敦阶底界的CA-ID-TIMS年龄. 在瓜德鲁普山Patterson Hills Rader灰岩段(卡匹敦阶中部)之上约20m的火山灰的年龄为(262.58±0.45)Ma. 在Nipple Hill山边Gateway灰岩之上的South Well段中有一层火山灰测得年龄为老于(266.50±0.24)Ma(Nicklen, 2011)，这个年龄应该属于沃德阶的内部.

瓜德鲁普统/乐平统(G/L)之交由于发生了大规模峨眉山玄武岩喷发，在华南这一界线附近的王坡页岩中均含有一到多层火山灰或粘土(Jin等，2006a)，但定年并不理想，其中乐平统底界蓬莱滩GSSP剖面的多层粘土层并不是火山灰，不宜用来定年(Zhong等，2013)，Qiu等 (2016)对来宾蓬莱滩剖面的7c粘土层上下部位样品(位于*Clarkina postbitteri postbitteri*带上部)进行了SIMS定年，获得了(257.1±2.2)Ma和(257.0±4.2)Ma两个年龄值，从而估计G/L界线在257.0~257.1Ma左右，但SIMS定年误差相对较大. 来宾灰岩中也含有大量的火山碎屑物质，经过与MIT实验室反复分析，均不含锆石. Shen等 (2010)推算G/L界线的年龄值在259Ma左右，Henderson等 (2012a)在GTS 2012中推算为259.8Ma. 最近，对西南地区多个剖面G/L界线附近火山灰也进行了CA-ID-TIMS定年，其中在云南宾川剖面茅口组上覆的峨眉山玄武岩中测得年龄值为(259.1±0.5)Ma (Zhong等, 2014)，这是迄今为止最为精确的G/L界线的年龄.

乐平统和二叠-三叠系界线(PTB)由于研究二叠纪末生物大灭绝事件有大量精确的CA-ID-TIMS定年数据. 四川广元上寺和浙江长兴煤山剖面研究程度最高(Burgess等，2014；Shen等，2011). 其中上寺剖面的火山灰在整个乐平统中较为丰富，经MIT同位素年代学实验室测定，获得了8个高精度CA-ID-TIMS年龄(Shen等，2011)，吴家坪阶与长兴阶的界线根据牙形类化石带位于PTB界线以下13.8m. 吴家坪阶/长兴阶界线以下3.3m和界线以上1m的火山灰年龄分别为(254.31±0.07)Ma和(253.60±0.08)Ma，根据计算获得吴家坪阶/长兴阶界线的插入年龄值为(254.14±0.07)Ma，这个年龄与煤山剖面长兴阶下部的两个年龄相符，其中*Clarkina wangi*首现之上4.9m和5.4m的两层火山灰的年龄分别是(253.49±0.07)Ma和(253.45±0.08)Ma，但上寺剖面吴家坪组上部*C. orientalis*带之底(PTB界线以下27.5m)的年龄为(257.79±0.14)Ma，可能老于生物地层所指示的时代 (Shen等，2011)，需要重新分析加于证实. 此外，在煤山剖面*C. changxingensis*带中部(PTB界线以下17.3m第15层)获得(252.85±0.08)Ma. PTB界线以下4.3m的22层的年龄经Burgess等 (2014)用最新的稀释剂和分析方法重新测定为(252.104±0.089)Ma，该年龄值位于*C. changxingensis*带的顶部(Yuan等，2014a).

二叠-三叠系界线在煤山剖面含有两层火山灰，分别是25和28层，根据Shen等 (2011)，年龄分别为(252.28±0.08)Ma和(252.10±0.06)Ma，这两个年龄值与上寺剖面所有的年龄值和煤山剖面22层以下的所有年龄值使用的稀释剂和分析方法完全相同. Burgess等 (2014)用最新的稀释剂和分析方法对煤山25和28层重新进行了分析，得到的最新年龄值分别是(251.941±0.037)Ma和(251.880±0.031)Ma，根据这两个年龄值，PTB的插入年龄应为(251.902±0.024)Ma，二叠纪末的碳同位素开始逐渐降低的时间为(251.999±0.039)Ma，24e层顶的快速降低的年龄插入值为(251.950±0.042)Ma(Burgess等, 2014). 值得注意的是，Burgess等 (2014) 所使用的稀释剂和分析方法均与Shen等 (2011)所使用的稀释剂和分析方法略有不同，一般情况下，Burgess等 (2014)测定的同层火山灰年龄要比Shen等 (2011)测定的年龄平均要年轻200~400ka(图2).

5 磁性地层

二叠纪磁极性可以分为两个明显不同的阶段，其中从石炭纪到瓜德鲁普世中期为Kiaman超级反向极性带；从瓜德鲁普世中期到三叠纪转入以正反向极性带频繁转换为特征的二叠-三叠纪超级混合极性带，两者的界线以位于沃德阶中部的Illawarra 反转中的第一个正向极性带底为标志(Irving和Parry，1963)(图2)．因此，利用磁极性带进行高精度对比主要应用于沃德阶及其以上的地层．最新的研究表明乌拉尔世地层中可能至少有3~4个正向极性带具有潜在对比价值(Hounslow和Balabanov，2018)．二叠纪最早的一个正向极性带(CI1r.1n)位于哈萨克斯坦Aidaralash二叠系底界GSSP剖面的*Spheroschwagerina vulgaris–S. fusiformis*带，时代属于阿瑟尔早期(Schmitz和Davydov, 2012)，该正向极性带之底的时间为(297.94±0.33)Ma (Hounslow和Balabanov, 2018)．萨克马尔阶全部属于反向极性带，至今还没有发现正向带．可能属于亚丁斯克阶的地层中最早发现正极性带(CI2n)是在美国的Oklahoma州的Garber组(Peterson和Nairn，1971)，该组时代后被认为是亚丁斯克中期(Giles等，2013)，Hounslow和Balabanov (2018)的插入年龄值为(281.24±2.3)Ma，如果这一年龄正确, CI2n应该属于空谷期早期, 而不是亚丁斯克期中期，我国新疆阿克苏-柯坪地区开派兹雷克组(时间为(287~288±3)Ma)全部为负向极性带，因此，推测CI2n可能位于该组之上．根据美国亚利桑那州Oak Creek和Carrizo Creek剖面Supai 群的磁性地层研究，在空谷期晚期可能存在第三个二叠纪的正向极性带(CI3n)，其插入的时间值为(275.86±2.0)Ma(Hounslow和Balabanov, 2018)，按照最新的乌拉尔统/瓜德鲁普统界线的年龄(272.95±0.11)Ma(Wu等，2017)，CI3n应该位于空谷阶的上部．此外，根据南非和俄罗斯Pechora盆地地层的研究，在罗德阶的中上部可能还存在另一个正向极性带(CI3r.1n，(269.54±1.6)Ma(Hounslow和Balabanov，2018)．中国目前还没有识别出任何可靠的乌拉尔世正向极性带．

Kiaman超级反向极性带的结束标志着二叠纪进入另一个以正负极性频繁反转为特征的超级极性带，即二叠-三叠纪超级混合极性带，可能标志泛大陆从聚合向裂解阶段转变．Kiaman超级反向极性带的结束位于美国瓜德鲁普山Grayburg组中上部和上覆的Queen组(Steiner, 2006)，这两个组时代大致与Cherry Canyon组相当(Barnaby和Ward，2007)，根据最新的牙形类和U-Pb高精度测年分析, Cherry Canyon组代表了沃德阶的大部分，在Nipple Hill剖面卡匹敦阶底界之下37.2m的一层火山灰CA-ID-TIMS方法测得年龄为(265.46±0.27)Ma(Ramezani和Bowring, 2018)，而Getaway灰岩段之上South Well段中的一层火山灰测得年龄至少为(266.50±0.24)Ma(Nicklen，2011)，这个年龄表明South Well段很可能属于沃德期中期，根据最新的研究表明牙形类*Jinogondolella aserrata*在GSSP剖面Getway灰岩段之底仍然非常丰富，因此，沃德阶/罗德阶界线应该比原来定的要老．此外，Illawarra反向在日本九州则位于蜓类*Neoschwagerina craticulifera*带内，与沃德期早期对比(Kirschvink等，2015)．本文推断Kiaman超级反向极性带与Illawarra超级混合极性带的界线大致位于沃德中期(Lucas，2017)，Hounslow和Balabanov (2018)将Illawarra反向放在沃德期早期. Kiaman超级反向极性带的顶界在俄罗斯板块位于Urzhumian阶的上部(Nurgaliev等，2015)，由于其下伏的Kazanian阶根据菊石时代大部分为罗德阶(Leonova, 2007)．因此，磁性地层和生物地层表明Urzhumian阶上部相当于沃德阶．Illawarra反转在欧洲位于Rotliegend的上部(Menning, 2001)，而在南非根据U/Pb SHRIMP年龄可能位于Beaufort群Abrahamskraal组的下部(Lanci等, 2013)．华南地区的位置大致在茅口组中部，并非沃德阶之底，Chen等 (1994)在四川武隆茅口组顶以下90m设别出正向极性带，大致属于蜓类*Neoschwagerina margaritae*带，属于沃德期中晚期，很可能是Illawarra反转在华南地区的层位，但Chen等 (1994)认为Illawarra反转在吴家坪阶内部，显然这是对比上的错误．Menning等 (1996)在广西来宾栖霞组和茅口组中采集了640个样品，但由于后期重磁化严重导致大部分样品无法得到有用的结果．Illawarra反转在山西太原地区位于上石盒子组的下部，但是认为与俄罗斯的Ufimian(=空谷阶上部)对比(Embleton等, 1996)，显然, 如果这是Illawarra反转的底, 上石盒子组下部应该属于沃德期中晚期, 而不是Ufimian期.

进入Illawarra超级混合带以后直至三叠纪，地球磁场频繁反转，在瓜德鲁普世晚期和乐平世以及二叠-三叠纪之交形成了十多个具有重要潜在对比意义的磁性带，为将来建立高分辨率的磁性地层提供了重要基

础(Hounslow和Balabanov, 2018; 金玉玕等, 2000; Shen等, 2010). 其中在沃德期晚期至卡匹敦期早期有3个极短的反转, 可能有两个极性带(GU1n, GU2n), 卡匹敦期早期有一个相对较长的正向极性带(GU3n), 该正向极性带在德国、波兰、英格兰西南部、巴基斯坦盐岭、日本的九州等地可能都存在(Hounslow和Balabanov, 2018), 但在华南是否存在还不清楚, 华南茅口组顶部以正极性为主(陈海泓等, 1992).

从卡匹敦阶顶部到吴家坪阶的*Clarkina guangyuanensis*带以反向极性为主, 分别称为R_2P(金玉玕等, 2000)或者LP0r (Hounslow和Balabanov, 2018), 根据上寺剖面, 其中可能含有3个短的正向极性带, 分别位于*Clarkina dukouensis*、*C. asymmetrica*上部或者*C. leveni*和*C. guanyuanensis*牙形带, *C. transcaucasica*/*C. liangshanensis*带可能代表了一个正向极性带(Hounslow和Balabanov, 2018), 从*Clarkina orientalis*带至*C. wangi*带属于一个正向极性带(LP2n)(Glen等, 2009; 金玉玕等, 2000; Shen等, 2010). 长兴阶根据煤山剖面的研究可以分为5个正向和反向极性带(李华梅和王俊达, 1989), 其中正向带I可能就是吴家坪阶上部*C. orientalis*带正向极性带LP2n的上延部分; 反向极性带II从*C. wangi*带至*C. changxingensis*带中部, 其中可能还含有3个短的正向极性事件; 正极性带III, 位于*C. changxingensis*带的上部, 代表6.5m厚的地层; 反极性带IV 4.7m厚, 比较稳定, 大部分属于*Clarkina yini*带. 而二叠-三叠系界线位于正极性带V底界以上2.7m (李华梅和王俊达, 1989). 然而煤山剖面的磁性地层随后的研究(刘育燕等, 1999)差别较大, 其中吴家坪阶上部*C. orientalis*带正极性带LP2n的上延至*C. changxingensis*带的底部, 二叠-三叠系界线处于一个短的反向带内. 但是根据上寺剖面的磁性地层研究, 一个正极性带可能开始于二叠-三叠系界线之下(Glen等, 2009)(图2), 由于不同学者研究结果不尽相同, 已有的结果并不可靠.

6　化学地层

6.1　$\delta^{13}C_{carb}$同位素

以华南罗甸、上寺、煤山等剖面为依据, 整个二叠纪海相碳酸盐岩$\delta^{13}C_{carb}$同位素整体趋势见图3. 自晚石炭世Gzhelian期至乌拉尔世阿瑟尔期, 海相碳酸盐岩全岩$\delta^{13}C_{carb}$的值相对二叠纪其他时间段的值都要高, 华南下斜坡相的罗甸剖面这一时期$\delta^{13}C_{carb}$的值稳定在4~6‰, 平均值大约5‰, 可能反映了晚古生代大冰期的延续 (Buggisch等, 2011). 这一时期全球大部分地区深水相剖面的碳同位素$\delta^{13}C_{carb}$和罗甸剖面类似, 保持在5~6‰. 但在乌拉尔地区这一时期的$\delta^{13}C_{carb}$要偏低(Zeng等, 2012), 同样在华南台地相, 如江苏孔山和贵州宗地剖面$\delta^{13}C_{carb}$的值也要比罗甸剖面低(Buggisch等, 2011).

在阿瑟尔阶与萨克马尔阶之交, $\delta^{13}C_{carb}$有一个小幅度的降低, 整个萨克马尔期和亚丁斯克期$\delta^{13}C_{carb}$值稳定在4‰左右(Buggisch等, 2011), 在乌拉尔地区这个降低也存在, 萨克马尔期早期$\delta^{13}C_{carb}$值也是4‰左右(Zeng等, 2012).

进入空谷期$\delta^{13}C_{carb}$数据离散度加大, $\delta^{13}C$值整体主要集中在1~4‰之间, 是一个长达近5百万年的低值段, 平均值大约维持在2‰, 这一特点并持续到空谷期中晚期; 而在华南的上寺、铁桥和闻江寺剖面、俄罗斯的乌拉尔地区以及美国的瓜德鲁普山地区这一时期的$\delta^{13}C_{carb}$值则明显比罗甸剖面的值高(Buggisch等, 2011, 2015; Korte等, 2005), 这有可能与罗甸剖面这一时期水体变浅, 碳同位素受到后期成岩作用的改造有关(Buggisch等, 2011). 在空谷期晚期$\delta^{13}C_{carb}$有一次小幅度的上升和波动, 尤其是空谷期末的波动由于在北美相当的地层中也有发现可能具有一定的对比意义, 然后在乌拉尔统与瓜德鲁普统界线附近升高至4~5‰, 随后在罗德期晚期再次小幅下降至4‰, 并一直稳定持续到卡匹敦中期. 华南这一时期大规模的碳埋藏导致$\delta^{13}C_{carb}$的长期正偏, 因为$\delta^{13}C_{carb}$的长期变化一般是由有机质的埋藏和氧化控制的, 有机质富含^{12}C而贫^{13}C, 其大量埋藏使得海水富含^{13}C (Kump和Arthur, 1999).

卡匹敦期晚期开始$\delta^{13}C_{carb}$波动幅度变大, 波动范围在1~6‰, 平均值依然维持在~4‰. 在卡匹敦阶-吴家坪阶界线处, $\delta^{13}C_{carb}$在不同的剖面有着不同的表现, 在蓬莱滩剖面有一个2‰幅度左右的负漂(Chen等, 2011; Wang等, 2004b), 在贵州熊家场剖面层位稍低的*Jinogondolella prexuanhanensis*-*J. xuanhanensis*带内有一个幅度达8‰的负漂(Wignall等, 2009), 而在上寺剖面类似的降低只有~4‰. 随后在整个吴家坪期初期$\delta^{13}C_{carb}$回升至3~5‰直至*Clarkina transcaucasica*带, 吴家坪晚期$\delta^{13}C_{carb}$平均值持续下降达到–0.5‰, 个别层位

的$\delta^{13}C_{carb}$值可达到–3‰以下. 在吴家坪阶与长兴阶界线处, $\delta^{13}C_{carb}$分布更为离散, 跨度从–4~4‰, 平均值从–0.5‰快速升高至2‰, 随后波动升高, 长兴期大多维持在~4‰, 在二叠系-三叠系界线之下(*Clarkina meishanensis*带)一个可以全球对比的碳同位素骤降(Buggisch等, 2015; 曹长群等, 2002; Korte和Kozur, 2010; Shen等, 2013a), 平均负漂幅度达到3~5‰, 随后在早三叠世早期基本保持在低值范围(图4).

6.2 $\delta^{18}O_{apatite}$同位素

海相沉积物或化石骨骼(碳酸钙或磷酸钙)的氧同位素值反映其形成时期海水的温度和氧同位素组成, 而后者又与地球两极冰川的发育规模和局部海水盐度等有关. 理论上, 如果地质历史时期全球性的海水氧同位素组成或温度变化能被海相沉积物或化石骨骼的氧同位素所记录, 它们的变化规律则可以作为地层划分和对比的标志, 古生代与新生代不同, 由于化石丰富度和保存等方面的原因, 古生代的氧同位素研究利用的主要材料是有铰纲腕足类壳体, 其主要由低镁方解石组成, 这种矿物被认为对后期成岩作用有较强的抵制作用, 中国目前还缺乏利用腕足类壳体分析二叠纪氧同位素的研究. 但近年来, 越来越多的研究开始利用牙形类化石重建古生代的氧同位素记录, 其中不少工作在中国的二叠纪地层中开展(Chen B.等, 2011, 2013; Chen J.等, 2016; Joachimski等, 2012).

目前华南地区的牙形类化石氧同位素记录是二叠纪最完整、最连续的来自同一区域的氧同位素记录(图4). 华南二叠纪牙形刺氧同位素记录显示在乌拉尔世氧同位素值相对较高, 约为21‰, 从空谷期开始显著下降, 并在卡匹敦期与吴家坪期之交展现一定的波动, 空谷期$^{18}O_{apatite}$的下降可能与晚古生代大冰期的结束有关(Chen B.等, 2013), 而卡匹敦期和吴家坪期之交的氧同位素值的波动可能与峨眉山玄武岩的喷发和海平面波动有关(Chen B.等, 2011), 但目前没有其他地区的数据来验证这些氧同位素值变化特征是否有全球性的对比意义. 长兴期开始牙形刺的$^{18}O_{apatite}$值再次上升到21‰左右, 随后在长兴期最晚期开始显著下降(~2‰), 这次氧同位素值显著下降代表所谓的二叠纪末升温事件(Chen B.等, 2013; Chen J.等, 2016; Joachimski等, 2012)(图3), 海水温度增高是否是导致二叠纪末大灭绝事件直接原因还存在争论, 因为温度开始上升时间上稍晚于大灭绝开始的时间(Burgess等, 2014; Chen 等, 2016), 但根据不同地区的研究, $^{18}O_{apatite}$值在PTB附近下降可能具有全球对比意义(Chen等, 2013; Chen等, 2016; Joachimski等, 2012), 它不但在华南板块的多个剖面都能很好的识别(Chen J.等, 2016), 在伊朗剖面相当的层位中也同样存在(Schobben等, 2014).

6.3 锶($^{87}Sr/^{86}Sr$)同位素

锶($^{87}Sr/^{86}Sr$)同位素地层学是研究二叠纪环境变化、进行二叠纪海相地层对比和辅助定年的重要手段. 关于二叠纪海洋的锶同位素组成已有诸多报道, 分别用全岩、牙形类和腕足类壳对二叠纪海洋的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值演化做了系统研究, 均显示出先降低、后升高的总体趋势(Korte等, 2006; Veizer等, 1999). McArthur等 (2012) 综合三者的研究结果, 利用LOWESS拟合得出了一条二叠纪海洋锶同位素演化的曲线(图2). 从图中可以看出, 二叠纪$^{87}Sr/^{86}Sr$比值从乌拉尔世的阿瑟尔期到瓜德鲁普世的卡匹敦期一直是一个持续降低的趋势, 但降低速率各期略有不同. 阿瑟尔期到萨克马尔期中期, 降低速率较快, 由阿瑟尔期初期的0.7080~0.7082快速降低至萨克马尔期中期的0.7076左右; 萨克马尔期中期至罗德期降低速率变缓, 沃德期开始快速降低至卡匹敦期的最低值0.7068~0.7069(Kani等, 2013; Korte等, 2006), 乐平世的海洋$^{87}Sr/^{86}Sr$比值持续上升, 吴家坪期缓慢上升, 长兴期快速上升, 到二叠系-三叠系界线处, $^{87}Sr/^{86}Sr$值达到0.70708(Dudás等, 2017).

二叠纪锶同位素研究所涉及到的材料主要为碳酸盐全岩. 理论上来说, 保存了原始海水信息的同时期矿物应该具有相同的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值, 然而同一时期不同材料测得的比值却存在明显差异. 如煤山剖面二叠-三叠系界线附近的锶同位素值, 用腕足壳测得的结果为0.70715(Korte等, 2006), 牙形类的最高精度的值为0.70708(Dudás等, 2017), 而碳酸盐全岩的结果为0.7074(Cao等, 2009).

华南发育了许多二叠系连续的碳酸盐沉积, 是开展二叠纪锶同位素地层学的理想地区. Tierney (2010)对铁桥剖面亚丁斯克阶到吴家坪阶全岩的锶同位素进行了研究, 通过对比国际上已有的锶同位素曲线(图4), 在空谷期早期, $^{87}Sr/^{86}Sr$比值在Korte等 (2006)所发表的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值演化曲线的95%置信区间内, 空谷期晚

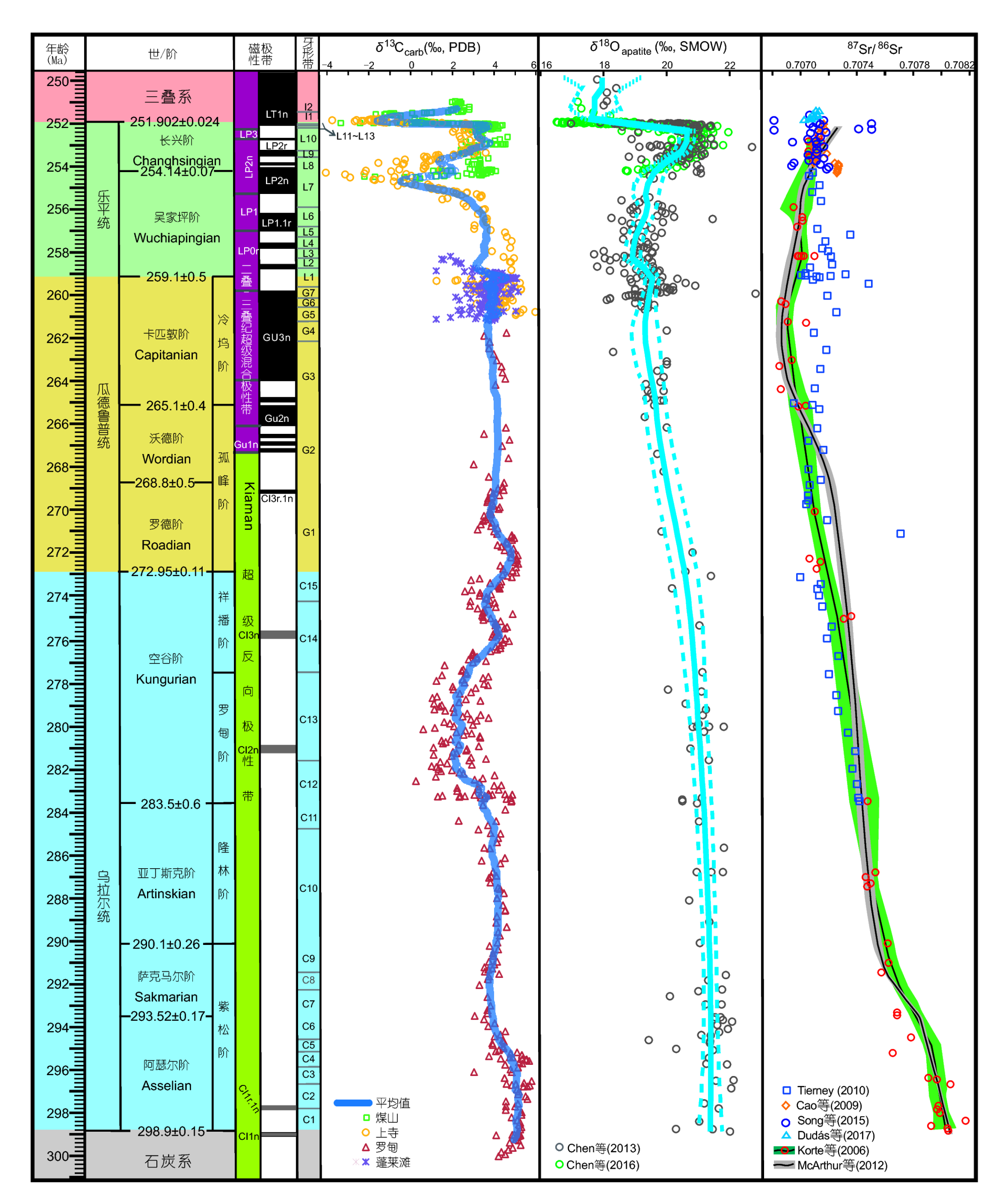


图 4　二叠纪$\delta^{13}C_{carb}$、$\delta^{18}O_{apatite}$和$^{87}Sr/^{86}Sr$比值变化趋势

$\delta^{13}C_{carb}$数据晚石炭世最晚期至卡匹敦期中期源自贵州罗甸剖面(Buggisch等, 2011), 卡匹敦期中期至吴家坪期早期数据源于蓬莱滩剖面(Chen等, 2011; Wang等, 2004b)、吴家坪期至早三叠世早期的数据源于上寺剖面和煤山剖面(Shen等, 2013a), 所有数据根据本文中最新的同位素年龄和化石带按时间进行排序和整合, 并利用21点移动平均计算自晚石炭世最晚期至早三叠世最早期碳同位素的整体趋势, 但考虑到上寺剖面吴家坪组上部S03-05样品中锆石的年龄精度分布较为分散, 测得年龄值(257.79±0.14)Ma与生物地层相差较大而没有使用. 牙形刺$\delta^{18}O_{apatite}$数据来自Chen等 (2013)(气体质谱法)和Chen等 (2016)(二次离子探针). 由于二者采用的测试方法不一样, Chen等 (2016)的数据被统一减去0.5‰ (VSMOW)的系统偏差. 蓝色实线和虚线分别代表Locfit 回归的平均值和左右95%置信区间. $^{87}Sr/^{86}Sr$比值灰色阴影来自McArthur等(2012) LOWESS拟合曲线, 阴影部分为95%的置信区间; 红色圆圈为Korte等 (2006)中“好的”腕足数据, 实线为根据这些腕足数据LOWESS拟合的曲线, 绿色阴影表示拟合曲线的95%置信区间. 全部数据校正到NBS987 $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.710248 (McArthur等, 2012), 样品的年龄按照图2中的时间进行了校正

期, 低于Korte等 (2006)所发表的比值, 这可能与Korte等 (2006)中空谷期的数据较少造成95%置信区间较大有关. 而在罗德期, Tierney (2010)的数据落在Korte等(2006)锶同位素演化曲线的95%置信区间内, 沃德期、卡匹敦期以及吴家坪期, 均高于Korte等 (2006)的数据, 可能全岩样品遭受了成岩作用的影响, 使得$^{87}Sr/^{86}Sr$比值升高. Cao等 (2009)对煤山剖面长兴期全岩的锶同位素进行了研究, 长兴早期, $^{87}Sr/^{86}Sr$比值高于Korte等(2006) 的结果, 但是到长兴晚期, $^{87}Sr/^{86}Sr$比值低于前人研究结果, 一般来说, 成岩作用会使锶同位素比值升高, 而较低的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值被认为是更为可靠的数据, 所以, 用于锶同位素研究的全岩, 必须经过严格的成岩作用筛选, 才能有效识别经过成岩作用改造的数据. Dudás等 (2017) 报道的煤山剖面高精度牙形类锶同位素的精度最高, 与Korte等 (2006)的数据基本可以比较, 这为牙形类化石用于锶同位素研究提供了新的途径. 此外, 重庆中梁山地区(黄思静等, 2008), 四川华蓥山地区(胡作维等, 2010)、贵州罗甸、织金, 四川广元、古宋(黄思静, 1997), 广西钦州(黄思静等, 1999)的二叠系锶同位素比值均有报道, 但是由于缺少详细生物带和年龄信息, 无法用于对比.

7 中国二叠纪主要地层大区对比

根据全球二叠纪海洋生物群的特点, 二叠纪划分为古赤道大区、北方大区和南半球的冈瓦纳大区. 中国二叠纪各海盆大多属于特提斯大区, 自南向北包括三个区, 即南侧接近冈瓦纳大陆北缘和基墨里过渡区, 中部的特提斯大区和北侧接近北方大区的中蒙过渡区(Shi等, 1995)(图5).

7.1 华南地区

华南地区二叠系的分布在西侧和北侧受扬子、康滇和江南隆起, 在东侧受华夏隆起的构造控制, 形成两大陆棚海相沉积区. 从晚石炭世至乌拉尔世早期(紫松期)的沉积属于陆棚碳酸盐岩, 在西南部称马平组, 在东南部称船山组, 这两个组均包含了从晚石炭世至乌拉尔世亚丁斯克期的沉积. 亚丁斯克期晚期的全球性海退在华南造成强烈的岩相分异, 在扬子古陆周缘形成梁山段含煤碎屑沉积和华夏古陆边缘的滨海沉积. 在贵州普安、晴隆、六枝等地, 隆林期沉积了一套碎屑岩夹灰岩, 称为龙吟组.

乌拉尔世亚丁斯克期晚期的海侵形成了分布广泛的梁山组含煤岩系和富有机质的栖霞组. 梁山段有两种岩类组合, 一种是由粘土岩、页岩和煤层构成的沉积; 另一种是由石英砂岩、粉砂岩和煤层多个旋回构成的沉积. 与之相当的地层有阳新石灰岩底部煤系、栖霞底部煤系等. 梁山段与上覆栖霞组的臭灰岩段整合接触, 与下伏地层以假整合、不整合接触超覆于寒武系至石炭系不同层位之上. 梁山段同义名有鄂西的马鞍山煤系或马鞍煤系、鄂东南的麻土坡煤系、赣北的王家铺煤系、川黔的铜矿溪层、华蓥山的阎王沟煤系、湘西的黔阳煤系、黔西南的晴隆组、黔西的歪头山煤系等. 时代主要为乌拉尔世隆林期最晚期(大致相当于亚丁斯克期晚期).

乌拉尔世空谷期的栖霞组的命名地点在南京栖霞山, 该组在华南分布最为广泛. 蜓类化石带自下而上分为: *Darvasites ordinatus*带, *Misellina claudiae*带, *Nankinella orbicularia*带, *Pseudochusenella chihsiaensis*带和*Parafusulina multiseptata*带, 顶部有*Cancellina*带和*Neoschwagerina simplex*带(Jin等, 2003).

瓜德鲁普世在东南部出现碎屑岩沉积, 盆地相和前三角洲相的孤峰组和文笔山组, 在华南和西南部形成厚度巨大的以碳酸盐岩为主的茅口组; 而孤峰组的岩性为硅质岩和页岩, 主要分布于华东地区宁镇山脉、安徽巢县、安庆、泾县、湖北恩施、四川旺苍等地, 这两个组的时代相当于孤峰阶至冷坞阶. 瓜德鲁普世末, 峨嵋山玄武岩在华南区西缘喷溢形成新的高地, 该套玄武岩在云南建始、贵州织金、晴隆等地的时代始于冷坞期(瓜德鲁普世末期), 在分布区的东部延续时间较短, 在西部的延续时间稍晚.

乐平统吴家坪组是茅口组之上、长兴组之下的一套以碳酸盐岩为主的地层, 以含丰富的*Codonofusiella*动物群为代表, 代表滨海-浅海相沉积, 其底部为王坡页岩, 与下伏茅口组整合或假整合接触. 下扬子地区吴家坪期至长兴期的三角洲体系沉积为龙潭组, 二者为同期异相. 龙潭组分布于湖北南部和东南部、安徽南部、江苏南部和浙江北部, 该组与下伏堰桥组和上覆大隆组均为整合接触.

大隆组与长兴组在不同地区或为相变关系或为上下关系, 长兴组通常指华南龙潭组与下三叠统之间局限台地相和台地斜坡相的以碳酸盐岩为主的地层, 广

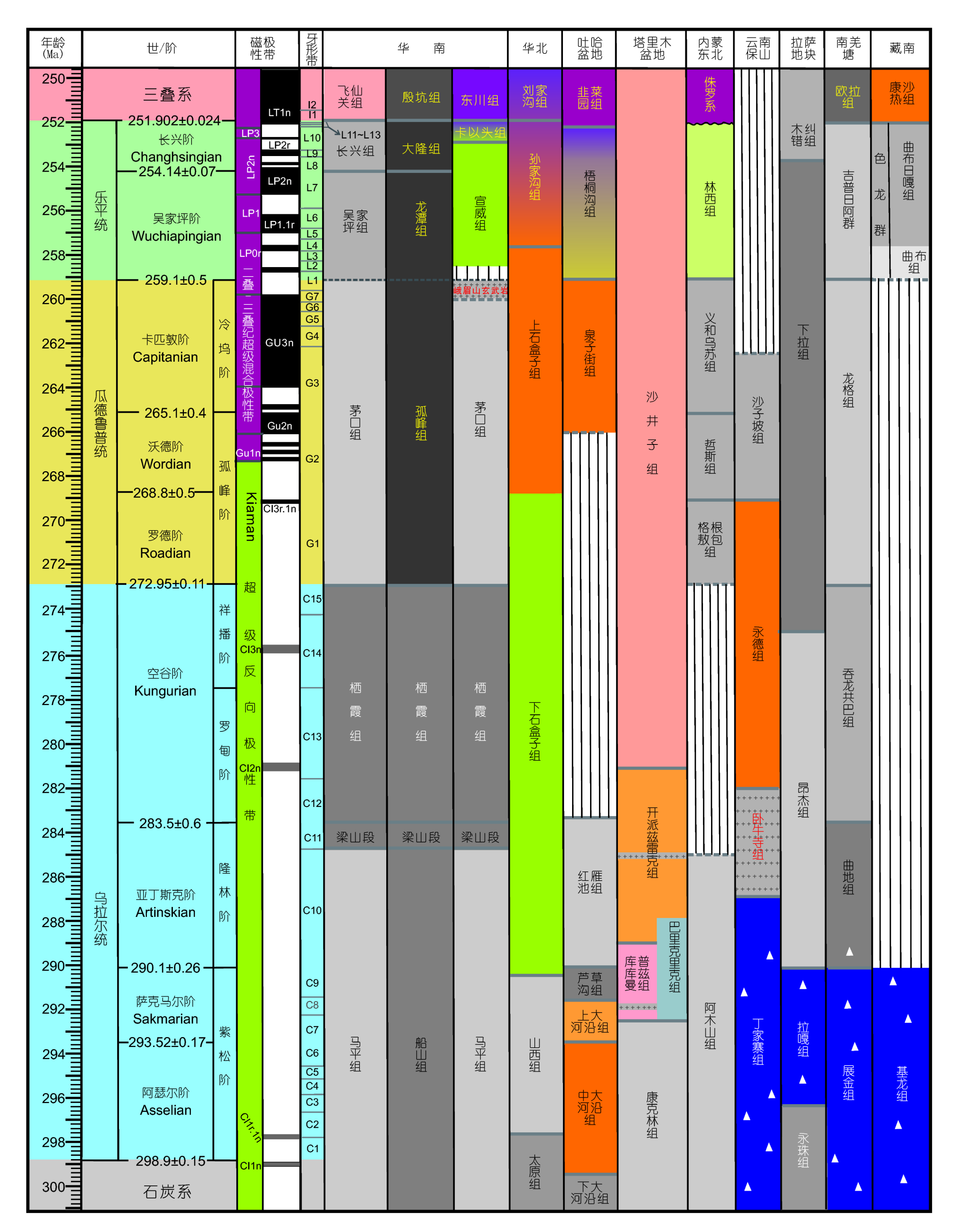


图 5 中国个主要地块二叠系划分与对比

泛分布于扬子地区. 大隆组是指华南台洼相含菊石硅质岩、蒙脱石化玻屑凝灰岩夹泥灰岩的岩层, 其层位变化于吴家坪阶上部至长兴阶顶部之间. 广西来宾蓬莱滩剖面发育了一套巨厚的由硅质岩、砂岩和火山凝灰岩组成的大隆组, 其中火山碎屑岩占有相当高的比例, 说明当时华南的火山喷发中心很接近这些地区.

华南地区陆相沉积分布有限, 除了在华东地区较为广泛分布的吴家坪阶龙潭组含煤岩系以外, 主要在康滇古陆的东侧以及华夏古陆一带形成小范围的陆相和海陆交替相的沉积, 这套陆相或海陆交替相沉积覆盖在峨眉山玄武岩之上, 统称宣威组, 富含高分异度的*Gigantopteris*热带雨林植物群和可采煤层, 时代属于乐平统. 其中的火山灰蚀变粘土岩夹矸中广泛发现锆石晶体的存在(周义平,1992; 周义平等, 1992), 可能具有重要的地质年代学研究价值(王娟, 2015). 宣威组上覆煤层消失, 发育一套黄绿色和红色相交替出现, 红色砂岩逐渐增多的过渡相地层, 称为卡以头组(姚兆奇等, 1980), 卡以头组不含煤层, 下部*Gigantopteris*植物群快速减少, 中部开始出现某些小型的植物分子, 古陆边缘地带的海陆过渡相沉积中经常含有大量的三叠纪型双壳类*Pteria ussurica variabilis*和大量腕足类*Lingula*等(方宗杰, 2004a). 根据最新的CA-ID-TIMS高精度测年和有机碳同位素的研究, 与宣威组最顶部煤层一起保存的火山灰(卡以头组底部)与煤山剖面的25层火山灰基本等时, 有机碳碳同位素的变化表明在卡以头组的中上部有一3~5‰的降低(Shen等, 2011; Zhang等, 2016), 这一降低与煤山海相剖面26层的降低大致可以对比, 在南非的Karoo盆地和澳大利亚的悉尼盆地都存在, 卡以头组很可能是一个穿时的地层单元, 大部分或者全部属于二叠系最顶部(Chu等, 2016; Shen等, 2011; Zhang等, 2016; 王尚彦, 2001), 陆相和过渡相的卡以头组时代对比需要进一步研究. 卡以头组被三叠系的东川组或者飞仙关组覆盖(图5).

7.2　华北地区

包括北祁连山在内, 其北界大致为42ºN, 即位于阴山、大青山、阜新、铁岭以南, 秦岭大别山以北, 甘肃阿拉善旗以东, 西起贺兰山、六盘山、东至辽东半岛、山东半岛以及黄淮平原的广大地区. 二叠纪沉积大致呈北东东-南西西的条带状分布, 其沉积序列的底部一般为滨海相至海相细粒碎屑岩夹灰岩层, 中部为滨岸沉积, 上部为冲积相和湖相沉积, 与华南地区海相二叠系的对比没有很好地解决. 自下而上可以分为太原组、山西组、下石盒子组、上石盒子组和孙家沟组. 太原组以海陆交替相为主, 在不同地区含有的海相地层不同, 其中在河南, 华北地块中东部等地含有较多的海相灰岩, 山西太原西山等地研究相对比较详细, 底部含有非常丰富的*Triticites*动物群, 很可能属于石炭系顶部(张志存, 1983). 下部含牙形类*Streptognathodus elegatus*-*S. wabaunsensis*-*S. fengchengensis*组合, 但这一组合与蜓类化石*Pseudoschwagerina*共生(王志浩和李润兰, 1984), 因此, 应该属于二叠系底部; 上部含蜓*Sphaeroschwagerina*动物群和牙形类*Sweetognathus merrilli*可能属于萨克马尔阶, 太原组最高的牙形化石带为*Sweetognathus whitei*带(高莲凤等, 2005; 贾映月等, 1994), 因此, 太原组最高的含海相层位的地层为亚丁斯克期早期. 往上山西组开始华北地区则基本以陆相沉积为主, 根据植物化石与海相地层的划分对比始终没有解决. 能与海相地层提供对比依据的唯一有用标志是发现于上石盒子组下部A段的多个正极性带, 表明Illawarra反转开始于上石盒子组下部, 因此, 根据磁性地层上石盒子组下部应该与海相剖面沃德阶中上部对比, 往上瓜德鲁普统与乐平统的界线以及二叠-三叠系的界线位置至今均没有可靠的标志, 根据磁性地层和植物化石组合, 二叠-三叠系界线一般放在孙家沟组与刘家沟组之间(Embleton等, 1996)(图5).

华北地区从山西组到上石盒子组的一套地层时代存在严重的对比问题, 需要进一步开展详细的工作, 其中山西保德的山西组大部分属于萨克马尔阶, 而下石盒子组很可能属于亚丁斯克阶, 上石盒子组的时代可能比原先定义的时代要老的多.

7.3　内蒙-东北过渡区

中国、蒙古、日晚古生代属于古亚洲洋的范围, 随着华北板块与西伯利亚板块的逐渐聚合, 古亚洲洋从石炭纪开始由西向东逐渐关闭, 乌拉尔统在中、蒙、日过渡带南部地带发育了以碳酸盐岩, 含有丰富的以暖水型蜓类化石为主的阿木山组, 其中包括石炭系上部的*Triticites*动物群和二叠系乌拉尔统的*Pseudoschwagerina*动物群, 因此, 阿木山组与华南的马平组和船山组大致可以对比. 而瓜德鲁普世随着华北块体北移, 中、蒙、日过渡带发育了以蜓类*Monodiexo-*

dina、腕足动物以北方型和特提斯型混生为特征的浅水相地层，自下而上为呼格特组、哲斯组和义和乌苏组(Shen等, 2006b; Shi, 2006; 丁蕴杰等, 1985). 其中呼格特组含有在南北两个过渡带广泛分布的*Monodiexodina*动物群，时代很可能相当于空谷期晚期(Ueno, 2006)，哲斯组含有非常丰富的腕足动物群(丁蕴杰等, 1985; 王成文和张松梅, 2003)，上段含有牙形类化石*Jinogondolella asserata*, 因此, 哲斯组属于沃德阶(Wang等, 2004a)，类似的牙形类动物群在吉林的范家屯组和大河深组也有发现(王成源等, 2000; 周晓东等, 2013)；而上覆的义和乌苏组很可能属于卡匹敦阶(图5).

瓜德鲁普世以后, 海水基本退出中蒙海槽, 乐平统大部分为陆相碎屑岩沉积, 以开山屯组为代表, 含有植物化石. 但近来在内蒙的林西地区与开山屯组大致相当的林西组中发现有海相沉积，说明二叠纪晚期可能仍然有残留海盆存在(Zhang等, 2014). 中、蒙、日过渡带的整个二叠系非常类似，蒙古南部Solonker一带和俄罗斯远东地区的二叠系层序与内蒙古哲斯地区非常类似(Kotlyar等, 2006; Manankov等, 2006), 在更东部的日本北上山地和Hida Gaien等地区，整个二叠系是海相沉积，乌拉尔统称为Sakamotozawa组，瓜德鲁普统称为Kanokura统，乐平统称为Toyoma组，生物群与内蒙地区过渡性生物群完全可以对比(Shen等, 2006b; Shi, 2006; Shi等, 1995; Tazawa, 1991)，说明古亚洲洋是从西向东逐步关闭的.

7.4　塔里木和吐哈盆地

海相二叠系主要分布在塔里木盆地西缘的柯坪、叶城和和田一带, 属于乌拉尔统(Chen和Shi, 2003), 但详细的生物地层对比不清楚. 在塔里木盆地西北部, 石炭-二叠系康克林组向东超覆于泥盆系或更老的地层之上，下部含有*Pseudoschwagerina*动物群，上部含有*Sphaeroschwagerina*和*Rubustoschwagerina*和牙形类*Sweetognathus whitei*和*Neostreptognathodus pequopensis* 等, 康克林组的时限可能从阿瑟尔期到亚丁斯克期(王玥 等, 2011; 赵治信等, 2000). 上覆地层在柯坪塔格西段称为巴里克里克组，含牙形类*Sweetognathus whitei*和*Neostreptognathodus pequopensis*等，因此，巴里克里克组的时代也应该属于亚丁斯克期, 此后, 先前的陆棚边缘和斜坡带被钙质细碎屑沉积为主的海湾相沉积代替，原先的陆棚区则形成三角洲或者陆相沉积. 在四石厂剖面附近, 康克林组之上为库普库兹曼组, 部分或全部相当于巴里克里克组，含有两层玄武质熔岩，中间夹有凝灰岩层, SHRIMP定年表明其时代为~291.9 Ma (张达玉等, 2010)，因此其时代大致是萨克马尔期晚期，而非空谷期(Chen和Shi, 2003; 方宗杰等, 1996)，而库普库兹曼组之上的开派雷兹克组，所含玄武岩夹层，SHRIMP和$^{40}Ar/^{39}Ar$法测得年龄为288~285 Ma左右，表明其时代可能为亚丁斯克期晚期(Li等, 2011; Wei等, 2014)，并非以往传统认为的瓜德鲁普统.

乌拉尔世晚期或者瓜德鲁普世早期，这一地区绝大部分属于内陆盆地沉积，为一套以红色为主的杂色碎屑岩夹玄武岩，称为沙井子组，含丰富的孢粉化石和少量植物化石(朱怀诚, 1998)，以往认为整个沙井子组属于乐平统，但根据下伏开派雷兹克组的时代很可能底部属于乌拉尔统, 上部属于瓜德鲁普统和乐平统.

新疆地区陆相二叠系在塔里木盆地东侧博格达山南北两侧的吐鲁番盆地和准噶尔盆地发育最好(程政武等, 1997)，近年来在陆相地层沉积旋回、地层对比等方面取得重要进展，时代与上世纪的认识差别很大(Yang等, 2010). 其中乌拉尔统在吐鲁番盆地自下而上为大河沿组、芦草沟组、红雁池组和泉子街组，原先归于乌拉尔统的桃西沟群根据大河沿组底以上93m的CA-ID-TIMS高精度年龄(301.26±0.05)Ma应该归于石炭系上部，原先归于瓜德鲁普统沃德阶的红雁池组中上部火山灰年龄为(281.39±0.10)Ma，根据本文最新的地质年代表应该归于空谷期早期，因此，其下伏的芦草沟组应该大致属于亚丁斯克期. 泉子街组与下伏红雁池组为不整合接触，在塔尔郎梧桐沟组顶之下大约249和241m有三个高精度火山灰年龄分别为(254.22±0.24)、(253.63±0.24)和(253.11±0.05)Ma，说明吴家坪阶和长兴阶界线位于第一和第二层火山灰之间，而梧桐沟组上部和上覆的锅底坑组应该属于长兴阶(Yang等, 2010). 二叠-三叠系界线在博格达山北侧准噶尔盆地的大龙口和桃树园剖面也发育最好，研究最为详细，但界线具体位置有很大分歧，其中古地磁研究认为应该为锅底坑组的下部(李永安等, 2003)，介形类、孢粉和脊椎动物化石均有不同意见，但大多放在锅底坑组中、上部左右，有机碳同位素变化也认为界线应该在中、上部(Cao等, 2008; Chu等, 2015; Foster和Afonin, 2005; 周统顺等, 1997)(图5). 值得注意的是*Lystro-*

*saurus*就像海相二叠-三叠系剖面的三叠纪型双壳类和植物一样, 都是在二叠系最顶部开始出现的, 真正的二叠系-三叠系年代地层界线要高于它们的首现.

7.5 基墨里地块群

在二叠纪, 我国属于基墨里过渡区的有滇西的保山和腾冲地块、西藏中部的南羌塘地块和拉萨地块等, 在乌拉尔世这些地体均位于冈瓦纳大陆的北缘, 含有典型的冷水动物群, 在云南保山称为丁家寨组, 在拉萨地块称为拉嘎组和昂杰组, 含有乌拉尔世早期典型的*Bandoproductus-Cimmeriella*腕足动物群(Shen等, 2000; 方润森和范健才, 1994)、牙形类化石*Sweetognathus binodosus*、*Rabeignathodus asymmetricus*和*Mesogondolella bisselli*(王伟等, 2004)以及冰川沉积, 通常不含蜓类和牙形类化石, 保山地块丁家寨组顶部含有*Sweetognathus whitei*(Ueno等, 2002), 因此, 整个丁家寨组很可能代表了从阿瑟尔期到亚丁斯克期的沉积. 在保山地区丁家寨组上覆为卧牛寺玄武岩, ^{206}Pb/^{238}U LA-ICP-MS锆石分析表明其年龄为301~282Ma之间(Liao等, 2015), 同时在灰岩夹层中还含有牙形类化石*Neostreptognathodus leonovae*(王伟等, 2004), 因此, 其时代可能从亚丁斯克期到空谷期早期. 乌拉尔世晚期至瓜德鲁普世早期开始出现冷暖水混生型动物群, 表明当时这些地块可能逐渐进入冷暖水过渡区或特提斯大区. 在保山地块称为永德组或者小新寨组; 在腾冲地块称为观音山组和大东厂组, 含蜓类*Cancellina*等(方润森和范健才, 1994); 在拉萨地块称为下拉组; 南羌塘地块称为吞龙共巴组、龙格组或鲁谷组. 其中在南羌塘地块和保山地块同期地层中均出现了华南地区栖霞组顶部和茅口组下部常见的*Permocryptospirifer-Vediproductus*腕足动物群(Shen, 2018; Shen等, 2016)以及相伴生的蜓类*Monodiexodina*动物群(Ueno, 2006). 在拉萨地块申扎地区的下拉组的底部还含有*Mesogondolella idahoensis*动物群, 证实属于空谷期晚期(Yuan等, 2016). 拉萨地块下拉组中部开始出现典型的瓜德鲁普统蜓类*Chusenella*、*Nankinella*和*Verbeekina*等(Zhang等, 2010b; 王玉净和周建平, 1986), 在云南保山地块的沙子坡组中则含有时代大致相当的*Eopolydiexodina*动物群(Shi和Shen, 2001; 蓝朝华等, 1982).

进入乐平世以后, 云南西部保山地块和腾冲地块基本没有海相的乐平统沉积. 在拉萨地块, 最新的研究在下拉组的上部发现了吴家坪阶的牙形类化石*Clarkina liangshanensis*和*C. orientalis*, 说明该组时代从乌拉尔统上部延到乐平统上部(Yuan等, 2014b), 下拉组上覆为木纠错组, 含有典型的乐平统珊瑚动物群(程立人等, 2004). 同样, 拉萨地块西部革吉县最近报道有连续的二叠-三叠系界线剖面, 二叠系称为文布当桑组, 三叠系下部称为噶仁错组, 含有非常丰富完整的牙形类化石*Hindeodus parvus*, *Isarcicella isarcica*, *Clarkina carinata*和*C. planata*等(Wu等, 2014)(图5).

7.6 藏南喜马拉雅地区

藏南喜马拉雅地区与基墨里地块群的二叠系层序和生物群完全不同. 乌拉尔统很少有记录, 而且研究程度低, 在珠峰地区称为基龙组, 在阿里地区南部与基龙组大致相当的称为忙宗荣下组, 为冰川相沉积, 含有典型的冈瓦纳冷水型*Eurydesma*或者*Cimmeriella*动物群(郭铁鹰等, 1991; 金玉玕等, 1977), 基龙组和忙宗荣组在乌拉尔统中究竟属于哪个时代至今没有可靠的依据, 往上至今没有可靠的动物群证明有瓜德鲁普统沉积存在, 在珠峰、土隆和色龙等地广泛存在的色龙群原先认为相当于栖霞期或茅口期, 但最新的腕足动物群和牙形类动物群均表明色龙群与尼泊尔的Senja组、巴基斯坦盐岭的Chhidru组、克什米尔的Zewan组等可以比较, 属于乐平统(Shen等, 2003; Shen等, 2006a). 二叠-三叠系界线在珠峰、色龙等地区均为连续沉积(图5).

8 总结、存在问题和展望

8.1 二叠纪重大地质和生物事件的时间

二叠纪是古生代的最后一个纪, 从(298.9±0.15)Ma到(251.902±0.024)Ma历时约47Myr, 它经历了显生宙以来最大的冰期到最大的生物灭绝全过程, 见证了古生代向中生代的转变. 目前, 一个高精度的综合年代地层框架在中国已经基本建立, 为卡定二叠纪所发生的一系列全球性地质和生物事件奠定了基础(图6). 乌拉尔世处于石炭-二叠纪大冰期的延续阶段, 当时气候寒冷, 与华南不同, 云南的保山、腾冲、西藏的拉萨、南羌塘等地块仍然处于冈瓦纳大陆的北缘, 与澳大利亚、南美、非洲等一样普遍发育了冰川沉积和冷水动

物群(Fielding等, 2008; Isbell等, 2003; Shen等, 2013c; Shi和Waterhouse, 2010), 在空谷期, 全球气候变暖, 逐步向温室效应期转变(Chen等, 2013), 在空谷期晚期或者瓜德鲁普世早期, 分别在拉萨、保山、腾冲、南羌塘等地块陆续出现广范围的碳酸盐岩沉积和冷暖水混生动物群, 喜暖水的䗴类、牙形类化石开始出现, 说明这些块体当时开始逐步飘离冈瓦纳大陆(Shi和Archbold, 1998; 张永生等, 2013), 与此同时, 从石炭纪晚期至乌拉尔世的亚丁斯克期, 塔里木地块出现大规模火山活动(Xu等, 2014; Zhang等, 2010a), 哈萨克斯坦和南乌拉尔地区的乌拉尔海槽在空谷期关闭, 海水退出, 古亚洲洋从西向东逐步关闭, 海水在瓜德鲁普世末已经基本退出中蒙海槽(Shi, 2006; Shi等, 1995). 包括保山、腾冲、拉萨和南羌塘地块在内的南方基墨里地块群在乌拉尔世晚期开始从冈瓦纳北缘分离, 快速向北移动, 在瓜德鲁普世晚期和乐平世已经进入热带地区, 并导致这些地块的二叠纪生物群从冷水生物群到过渡生物群向暖水生物群的转变(Shen等, 2009; Shi和Archbold, 1998; Wang等, 2003).

以瓜德鲁普世沃德期中期的Illawarra反向为标志泛大陆从聚合阶段转入裂解阶段, 此后, 地球深部活动急剧加强, 海底扩张加剧, 大量海底玄武岩溢出, 可能造成海水$^{87}Sr/^{86}Sr$比值在卡匹敦期晚期降到了最低点. 伴随着地球内部的频繁活动和各陆块的向北漂移, 瓜德鲁普世末期发生了峨眉山玄武岩喷发, 在瓜德鲁普世与乐平世之交全球海平面降到了显生宙以来的最低点, 在华南普遍形成瓜德鲁普统与乐平统之间的平行不整合, 导致华南地区从*Jinogondolella xuanhanensis*带到*Clarkina dukouensis*带之间的地层在大部分地区缺失, 海洋重要底栖门类䗴类和四射珊瑚类发生了大幅灭绝, 其他生物门类也不同程度受到影响(Jin等, 1994)(图6).

二叠纪末西伯利亚玄武岩和华南大规模的火山喷发导致地表环境发生剧烈变化, 导致显生宙最大生物灭绝事件发生以及随后三叠纪长期的缓慢复苏. 陆地生态系统的快速崩溃导致大陆风化加剧(Zhang等, 2016), $^{87}Sr/^{86}Sr$比值升高至0.70708(图3, 5). 值得注意的是越来越多的证据表明长兴期晚期很可能存在一次气候变凉事件(方宗杰, 1997, 2004b; Krassilov和Karasev, 2009; Chen B.等, 2013; Chen, J. 2016; Baresel等, 2017), 但这次变凉事件的性质和原因还有待于进一步深入研究.

8.2 存在问题和展望

目前国际二叠系三分(乌拉尔统、瓜德鲁普统和乐平统)方案集乌拉尔、北美及华南的海相地层为一体, 是针对众多争议而采取的折中方案(Jin等, 1997), 其中乌拉尔统以乌拉尔地区的地层为标准, 下部阿瑟尔阶以*Streptognathodus*的演化序列为划分标准, 华南的相同序列大致可以对比, 但相当的层位在华南大多为浅水相碳酸盐岩, 在华北为海陆交互相含煤地层, 以䗴类化石为主, 牙形类化石带往往不全, 两者对比关系需要进一步深入研究. 从萨克马尔阶开始以*Sweetognathus*和*Mesogondolella*的演化序列为标准, 但其中乌拉尔地区用于建立GSSP的剖面是以碎屑岩为主的浊流相沉积, 含化石层位不连续, 其中的*Sweetognathus*演化序列的时代很可能普遍晚于北美地区的同种序列, 两地的标志种在分类学上是否相同也有待于进一步比较研究, 中国的*Sweetognathus*演化序列究竟与乌拉尔地区还是与北美地区相同也有待于详细的分类学和年代学研究. 乌拉尔地区乌拉尔统的*Mesogondolella*序列在中国和其他地区均还没有完全被证实, 乌拉尔统的三个国际年代地层界线层型(GSSP)至今还没有建立.

瓜德鲁普统以美国瓜德鲁普山国家地质公园的地层为标准, 但瓜德鲁普统也是以碎屑岩为主, 其中瓜德鲁普统的底界缺乏精确的绝对年龄控制, 沃德阶和卡匹敦阶的GSSP都定于厚度非常小的灰岩段内, 上下均是巨厚的砂岩为主, 不含海相化石, 三个GSSP的演化序列不能被精确确定, 需要重新研究, 卡匹敦阶*Jinogondolella xuanhanensis*带以上为蒸发岩沉积, 没有可用于对比的海相化石. 而华南瓜德鲁普统茅口组基本为灰岩相沉积, 无论是化石序列还是岩相发育均优于北美地区, 相同的牙形序列非常完整, 且同时含有䗴类化石, 在与茅口组相当的孤峰组中还含有多层火山灰层, 可用于高精度定年(Wu等, 2017). 但具有等时意义的Illawarra反向在华南和华北的精确层位缺乏系统研究, Illawarra反向在华南、华北二叠系中的精确位置是解决中美瓜德鲁普统对比的关键. 今后的研究方向将是建立茅口组高精度的牙形和䗴类化石演化序列, 对硅质岩相的孤峰组开展牙形序列研究和火山灰高精度定年, 确定Illawarra反向的层位, 这些工作是建

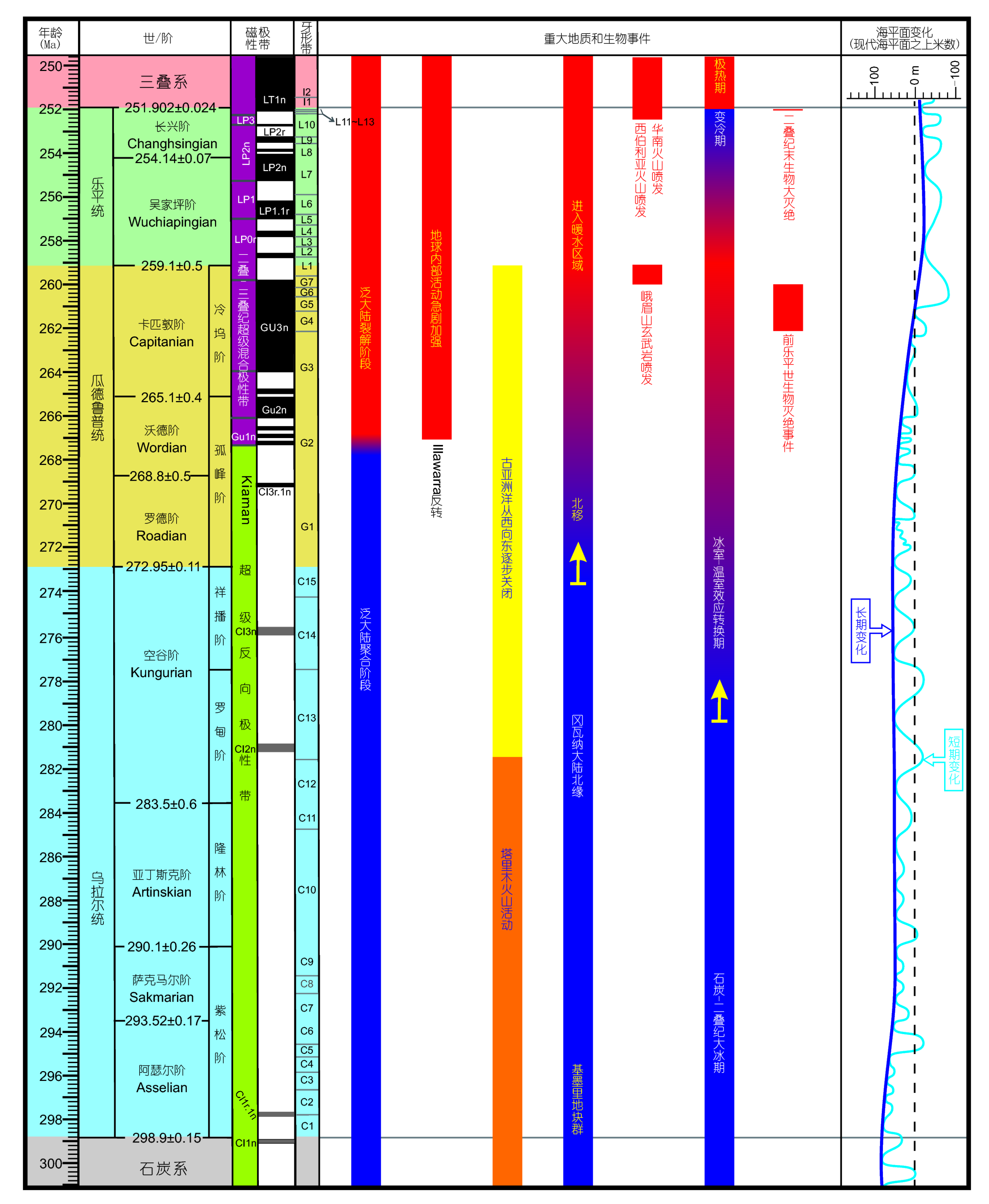


图 6　二叠纪主要地质和生物事件时间表

海平面变化据Haq和Schutter(2008)

立国际对比标准的关键. 虽然华南地区乌拉尔统和瓜德鲁普统地层序列出露完整, 化石丰富, 考虑到传统定义优先以及二叠纪地层分会早期的决定, 乌拉尔统和瓜德鲁普统的GSSP不大可能变更所在地, 但华南地区高精度综合地层和时间框架的建立和完善必将使得国内外同行越来越多地使用这一标准.

中国华南的乐平统和二叠系-三叠系界线附近是研究程度最高的时段, 其中的地质年代学、生物地层、化学地层综合框架等均是全球对比的标准(图3) (Shen等, 2010, 2013; Burgess等, 2014; Henderson, 2018; Yuan等, 2014a), 是所有显生宙其他断代综合地层和时间框架最终要达到的预期目标. 而这一时段需要进一步开展的研究包括与其他大区和海陆相地层的精细对比问题, 这些问题的解决事关生物大灭绝以及相伴生的重大环境变化事件的时空关系、古气候模拟以及事件的原因解释等.

二叠纪也是古地理区系强烈分异的时代, 造成各大区之间的对比困难(图5). 而中国的陆相与海相二叠系之间的对比目前还缺乏系统的研究, 对陆相二叠系中的火山灰进行高精度定年是解决海陆相对比的关键. 这些研究将大幅改变以往传统的海陆相地层对比方案(例如: Yang等, 2010).

参考文献

曹长群, 王伟, 金玉玕, 2002. 浙江煤山二叠三叠系界线附近的碳同位素变化. 科学通报, 47: 302–306

陈海泓, 孙枢, 李继亮, Heller F, Dobson J. 1992. 四川武隆地区二叠-三叠系磁性地层学研究. 中国科学: B辑, 37: 1317–1324

陈军. 2011. 贵州南部下二叠统(乌拉尔统)牙形刺生物地层与全球对比. 博士学位论文. 南京: 中国科学院研究生院/南京地质古生物所博士学位论文. 1–225

陈军, 徐义刚. 2017. 二叠纪大火成岩省的环境与生物效应: 进展与前瞻. 矿物岩石地球化学通报, 36: 374–393

程立人, 张予杰, 张以春. 2004. 西藏申扎地区古生代地层研究新进展. 地质通报, 23: 1018–1022

程政武, 吴绍祖, 方晓思. 1997. 新疆准噶尔南缘和吐鲁番盆地二叠-三叠系. 新疆地质, 15: 155–173

丁蕴杰, 夏国英, 段承华, 李文国. 1985. 内蒙古哲斯地区早二叠世地层及动物群. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊, 10: 1–244

范炳恒, 何锡麟. 1999. 华北地台晚古生代腕足动物群及其地层研究. 徐州: 中国矿业大学出版社. 179

范嘉松, 齐敬文, 周铁明, 张孝林, 张维. 1990. 广西隆林二叠纪生物礁. 北京: 地质出版社. 128

方润森, 范健才. 1994. 云南西部中晚石炭世-早二叠世冈瓦纳相地层及古生物. 昆明: 云南科技出版社. 121

方宗杰. 1997. 二叠纪末安加拉分子南侵塔里木和全球气候变凉事件. 古生物学报, 36: 65–76

方宗杰. 2004a. 华南二叠纪双壳类动物群灭绝型式的探讨. 见: 戎嘉余、方宗杰, 著. 生物大灭绝与复苏. 合肥: 中国科学技术大学出版社. 571–646

方宗杰. 2004b. 二叠纪-三叠纪之交生物大灭绝的型式、全球生态系统的巨变及其起因. 见: 戎嘉余、方宗杰, 著. 生物大灭绝与复苏. 合肥: 中国科学技术大学出版社. 758–928

方宗杰, 朱怀诚, 吴秀元, 朱自力, 陈中强, 罗辉, 曹美珍, 虞子冶. 1996. 塔里木地块二叠系研究的新进展. 见: 童晓光, 著. 塔里木盆地石油地质研究新进展. 北京, 科学出版社. 41–53

冯庆来, 沈上越, 刘本培, Helmcke D, 钱祥贵, 张伟明. 2002. 滇西南澜沧江构造带大新山组放射虫、硅质岩和玄武岩研究. 中国科学 D辑: 地球科学, 32: 220–226

高莲凤, 丁惠, 万晓樵. 2005. 豫淮盆地太原组顶部斯威特刺(*Sweetognathus*)种的分类修正及其地层意义. 微体古生物学报, 22: 370–382

郭铁鹰, 梁定益, 张宜智, 赵崇贺. 1991. 西藏阿里地质. 武汉: 中国地质大学出版社. 464

胡作维, 黄思静, 刘丽红, 佟宏鹏, 贺艳祥. 2010. 四川东部华蓥山海相二叠/三叠系界线附近的锶同位素组成. 地球学报, 31: 853–859

黄思静. 1997. 上扬子地台区晚古生代海相碳酸盐岩的碳、锶同位素研究. 地质学报, 71: 45–53

黄思静, 麻建明, 冷德勋. 1999. 广西钦州石炭-二叠纪深海硅质岩的锶同位素组成及其地质意义. 沉积学报, 17: 542–546

黄思静, Qing H R, 黄培培, 胡作维, 王庆东, 邹明亮, 刘昊年. 2008. 晚二叠世-早三叠世海水的锶同位素组成与演化——基于重庆中梁山海相碳酸盐的研究结果. 中国科学 D辑: 地球科学, 38: 273–283

贾映月, 丁惠, 张卫民. 1994. 淮南煤田太原组牙形石生物地层. 山西矿业学院学报, 12: 133–142

金玉玕, 梁希洛, 文世宣. 1977. 珠穆朗玛峰北坡二叠纪动物化石的新资料. 地质科学, 3: 236–249

金玉玕, 尚庆华, 曹长群. 2000. 二叠纪地层研究述评. 地层学杂志, 24: 99–108

康沛泉, 王成源, 王志浩. 1987. 贵州紫云陆棚相区石炭纪二叠纪牙形刺生物地层. 微体古生物学报, 4: 179–192, 171–174

蓝朝华, 孙诚, 范健才, 方润森. 1982. 滇西镇康、潞西地区的石炭二叠系. 青藏高原地质文集(11)——“三江”地层、古生物. 北京: 地质出版社. 79–91

李华梅, 王俊达. 1989. 浙江长兴煤山二叠-三叠系界线剖面磁性地层特征. 中国科学: B辑, 32: 652–658

李莉, 杨德骊, 冯儒林. 1987. 广西隆林地区晚石炭-早二叠世的腕足类及其界线. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所文集, 11: 199–237

李永安, 金小赤, 孙东江, 程政武, 庞其清, 李佩贤. 2003. 新疆吉木萨尔大龙口非海相二叠系-三叠系界线层段古地磁特征. 地质论评, 49: 525–536

梁文平. 1990. 浙江二叠系冷坞组及其腕足动物群. 中华人民共和国地质矿产部地质专报, 二. 北京: 地质出版社. 522

刘育燕, 朱艳明, 田五红. 1999. 浙江长兴煤山剖面磁性地层学新研究. 地球科学: 中国地质大学学报, 24: 43–46

卢衍豪. 1956. 汉中梁山区二叠纪并论中国南部二叠纪的分层和对比. 地质学报, 36: 159–193

全国地层委员会. 2002. 中国区域年代地层(地质年代)表说明书. 北京: 地质出版社. 38–45

尚庆华,卡里杜瓦, 王玉净. 2001. 广西南部二叠纪长兴期放射虫动物群. 微体古生物学报, 18: 229–240

盛金章. 1962. 中国的二叠系. 北京: 科学出版社. 95

时言. 1982. 中国南部早二叠世皱纹珊瑚. 古生物学报, 21: 249–264

王成文, 张松梅. 2003. 哲斯腕足动物群. 北京: 地质出版社. 210

王成源. 2002. 广西来宾、合山二叠纪牙形刺. 中国科学院南京地质古生物研究所丛刊, 15: 180–190

王成源, 郑春子, 彭玉鲸, 王光奇. 2000. 吉林李家窑范家屯组中的二叠纪北温带牙形刺动物群. 微体古生物学报, 17: 430–442

王娟. 2015. 云南宣威P/T界线煤的地球化学特征及古环境意义. 博士学位论文. 北京: 中国矿业大学. 1–167

王汝建. 1995. 南京湖山地区下二叠统孤峰组放射虫动物群. 地质科学, 30: 139–146

王尚彦. 2001. 论卡以头组. 地层学杂志, 25: 129–134, 149

王伟, 董致中, 王成源. 2004. 滇西保山地区丁家寨组、卧牛寺组牙形刺的时代. 微体古生物学报, 21: 273–282

王玉净, 尚庆华. 2001. 贵州紫云晒瓦群中放射虫*Neoalbaillella*动物群的发现. 微体古生物学报, 18: 111–121

王玉净, 周建平. 1986. 申扎早二叠世蜓类. 中国科学院南京地质古生物研究所丛刊, 10: 141–156

王玥, 王伟洁, 张以春, 祁玉平, 王向东, 廖卓庭. 2011. 新疆柯坪乌尊布拉克地区晚石炭世-早二叠世蜓类生物地层. 古生物学报, 50: 409–419

王志根, 赵嘉明. 1998. 广西来宾中二叠世的珊瑚群. 古生物学报, 37: 41–66

王志浩, 李润兰. 1984. 山西太原组牙形刺的发现. 古生物学报, 23: 196–203

吴望始, 张遴信, 金玉玕. 1974. 贵州西部的石炭系. 中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 第六号: 72–87

吴望始, 赵嘉明. 1984. 论柯坪珊瑚(Kepingophyllidae)的生物属性及地层意义.古生物学报, 23: 411–419

吴望始, 赵嘉明. 1989. 黔西、滇东石炭纪和早二叠纪早期的四射珊瑚. 北京: 科学出版社. 230

肖伟民, 王洪弟, 张遴信, 董文兰. 1986. 贵州南部早二叠世地层及其生物群. 贵阳: 贵州人民出版社. 364

许寿永. 1984. 湘、鄂二叠纪珊瑚动物群的特征. 古生物学报, 23: 605–616

许寿永, 夏国英, 杨德骊, 李家骧, 梁仲发, 李莉, 张毓秀. 1986. 广西隆林地区石炭系与二叠系的界线. 中国科学院宜昌地质矿产研究所所刊, 11: 1–65

杨德骊. 1991. 广西宜山早二叠世栖霞早期腕足动物群及其意义. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊, 17: 81–92

姚兆奇, 徐均涛, 郑灼官, 赵修祜, 莫壮观. 1980. 黔西滇东晚二叠世生物地层和二叠系与三叠系的界线问题. 见: 中国科学院南京地质古生物研究所, 编著. 黔西滇东晚二叠世含煤地层和古生物群. 北京: 科学出版社. 1–69

张达玉, 周涛发, 袁峰, 范裕, 刘帅, 杜红星. 2010. 塔里木柯坪地区库普库兹曼组玄武岩锆石LA-ICPMS年代学、Hf同位素特征及其意义. 岩石学报, 36: 963–974

张克信, 黄继春, 殷鸿福, 王国灿, 王永标, 冯庆来, 田军. 2000. 放射虫等生物群在非史密斯地层研究中的应用——以东昆仑阿尼玛卿混杂岩带为例. 中国科学 D辑: 地球科学, 29: 542–550

张雄华, 何心一. 1990. 湘中地区川陕足四射珊瑚新属种. 现代地质, 4: 35–45

张永生, 田树刚, 李子舜, 宫月萱, 邢恩袁, 王卓卓, 翟大兴, 曹洁, 苏奎, 王猛. 2013. 兴蒙地区二叠系乐平统林西组上部发现海相化石. 科学通报, 58: 3429–3439

张正华, 王治华, 李昌全. 1988. 黔南二叠纪地层. 贵阳: 贵州人民出版社. 113

张志存. 1983. 太原西山上石炭统太原组的蜓类分带. 地层学杂志, 7: 272–279

张祖圻. 1985. 华南的二叠系. 中南大学学报(自然科学版), 43: 19–28

赵嘉明, 陈华成. 1963 .安徽南部下二叠统栖霞组珊瑚化石的新资料. 古生物学报, 11: 378–403

赵金科, 梁希洛, 郑灼官. 1978. 华南晚二叠世头足类. 中国古生物志, 新乙种第12号. 北京: 科学出版社. 194

赵金科, 盛金章, 姚兆奇, 梁希洛, 陈楚震, 芮林, 廖卓庭. 1981. 中国南部的长兴阶和二叠系与三叠系之间的界线. 中国科学院南京地质古生物研究所丛刊, 2: 1–85

赵治信, 张桂芝, 肖继南. 2000. 新疆古生代地层和牙形石. 北京: 石油工业出版社. 340

周统顺, 李佩贤, 杨基端, 侯静鹏, 刘淑文, 程政武, 吴绍祖, 李永安. 1997. 中国非海相二叠-三叠系界线层型剖面研究. 新疆地质, 15: 211–226

周晓东, 李东津, 王光奇, 孙喜庆, 王成源. 2013. 依据牙形刺确定的吉林省大河深组的时代. 古生物学报, 52: 294–308

周义平. 1992. 用TONSTEIN的锆石形态和微量元素标志厘定层位. 煤田地质与勘探, 20: 18–23

周义平, 汤大忠, 任友谅. 1992. 滇东晚二叠世煤田中火山灰蚀变粘土岩夹矸(TONSTEIN)的锆石特征. 沉积学报, 10: 28–38

周祖仁. 1987. 湘东南早二叠世菊石动物群. 见: 中国科学院南京地质古生物研究所, 著. 中国科学院南京地质古生物研究所研究生论文集, 第1号. 南京: 江苏科学技术出版社. 285–348

朱怀诚. 1998. 塔里木盆地二叠系孢粉组合及生物地层学. 古生物学报, 36: 40–61

Aitchison J C, Suzuki N, Caridroit M, Danelian T, Noble P. 2017. Paleozoic radiolarian biostratigraphy. Geodiversitas, 39: 503–531

Amon E O, Chuvashov B I. 2002. Radiolarian biostratigraphy of the Sakmarian Stage (Lower Permian) in southern Urals. Permophiles, 41: 16–26

Baresel B, Bucher H, Bagherpour B, Brosse M, Guodun K, Schaltegger U. 2017. Timing of global regression and microbial bloom linked with the Permian-Triassic boundary mass extinction: implications for driving mechanisms. Sci Rep, 7: 43630

Barnaby R J, Ward W B. 2007. Outcrop analog for mixed siliciclastic-carbonate ramp reservoirs–Stratigraphic hierarchy, facies architecture, and geologic heterogeneity: Grayburg Formation, Permian basin, U.S.A.. J Sediment Res, 77: 34–58

Boardman D R, Wardlaw B R, Nestell M K. 2009. Stratigraphy and conodont biostratigraphy of the uppermost Carboniferous and Lower Permian from the North American Midcontinent. Kansas Geol Surv Bull, 255: 1–42

Buggisch W, Krainer K, Schaffhauser M, Joachimski M, Korte C. 2015. Late Carboniferous to Late Permian carbon isotope stratigraphy: A new record from post-Variscan carbonates from the Southern Alps (Austria and Italy). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 433: 174–190

Buggisch W, Wang X, Alekseev A S, Joachimski M M. 2011. Carboniferous–Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 301: 18–38

Burgess S D, Bowring S, Shen S. 2014. High-precision timeline for Earth's most severe extinction. Proc Natl Acad Sci USA, 111: 3316–3321

Campi M J, Shi G R. 2007. The*Linshuichonetes-Crurithyris* Community and new productid species from the Cisuralian (Early Permian) of Sichuan, China. Alcheringa, 31: 185–198

Cao C, Love G D, Hays L E, Wang W, Shen S, Summons R E. 2009. Biogeochemical evidence for euxinic oceans and ecological disturbance presaging the end-Permian mass extinction event. Earth Planet Sci Lett, 281: 188–201

Cao C, Wang W, Liu L, Shen S, Summons R E. 2008. Two episodes of ^{13}C-depletion in organic carbon in the latest Permian: Evidence from the terrestrial sequences in northern Xinjiang, China. Earth Planet Sci Lett, 270: 251–257

Chen B, Joachimski M M, Shen S, Lambert L L, Lai X, Wang X, Chen J, Yuan D. 2013. Permian ice volume and palaeoclimate history: Oxygen isotope proxies revisited. Gondwana Res, 24: 77–89

Chen B, Joachimski M M, Sun Y D, Shen S Z, Lai X L. 2011. Carbon and conodont apatite oxygen isotope records of Guadalupian-Lopingian boundary sections: Climatic or sea-level signal? Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 311: 145–153

Chen H H, Sun S, Li J L, Heller F, Dobson J. 1994. Permo-Triassic magnetostratigraphy in Wulong area, Sichuan, China. Sci China Ser B, 37: 203–212

Chen J, Shen S, Li X, Xu Y, Joachimski M M, Bowring S A, Erwin D H, Yuan D, Chen B, Zhang H, Wang Y, Cao C, Zheng Q, Mu L. 2016. High-resolution SIMS oxygen isotope analysis on conodont apatite from South China and implications for the end-Permian mass extinction. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 448: 26–38

Chen Z Q, Shi G R. 2003. Late Paleozoic depositional history of the Tarim basin, northwest China: An integration of biostratigraphic and lithostratigraphic constraints. AAPG Bull, 87: 1323–1354

Chernykh V V. 2006. Lower Permian conodonts in the Urals. Ekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of the Russian Academy of Sciences. 130

Chernykh V V, Chuvashov B I, Davydov V I, Schmitz M D. 2012. Mechetlino Section: A candidate for the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Kungurian Stage (Cisuralian, Lower Permian). Permophiles, 59: 21–34

Chernykh V V, Chuvashov B I, Shen S Z, Henderson C M. 2016. Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmarian Stage (Lower Permian). Permophiles, 63: 4–18

Chu D, Tong J, Song H, Benton M J, Song H, Yu J, Qiu X, Huang Y, Tian L. 2015. Lilliput effect in freshwater ostracods during the Permian–Triassic extinction. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 435: 38–52

Chu D, Yu J, Tong J, Benton M J, Song H, Huang Y, Song T, Tian L. 2016. Biostratigraphic correlation and mass extinction during the Permian-Triassic transition in terrestrial-marine siliciclastic settings of South China. Glob Planet Change, 146: 67–88

Chuvashov B I, Chernykh V V, Shen S Z, Henderson C M. 2013. Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Artinskian Stage (Lower Permian). Permophiles, 53: 26–34

Clark D L, Ethington R L. 1962. Survey of Permian conodonts in western North America. Brigham Young Univ Res Stud Geol Ser, 9: 102–114

Davydov V I, Biakov A S, Schmitz M D, Silantiev V V. 2018. Radioisotopic calibration of the Guadalupian (middle Permian)

series: Review and updates. Earth-Sci Rev, 176: 222–240
Davydov V I, Glenister B F, Spinosa C, Snyder W S, Ritter S M, Chernykh V V, Wardlaw B R. 1998. Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Permian System. Episodes, 21: 11–18
Dudás F Ö, Yuan D X, Shen S Z, Bowring S A. 2017. A conodont-based revision of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ seawater curve across the Permian-Triassic boundary. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 470: 40–53
Ehiro M, Shen S. 2008. Permian ammonoid *Kufengoceras* from the uppermost Maokou Formation (earliest Wuchiapingian) at Penglaitan, Laibin Area, Guangxi Autonomous Region, South China. Paleont Res, 12: 255–259
Embleton B J J, McElhinny M W, Ma X, Zhang Z, Li Z. 1996. Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: the type section near Taiyuan, Shanxi Province, North China. Geophys J Int, 126: 382–388
Feng Q, He W, Gu S, Meng Y, Jin Y, Zhang F. 2007. Radiolarian evolution during the latest Permian in South China. Glob Planet Change, 55: 177–192
Fielding C R, Frank T D, Isbell J L. 2008. The Late Paleozoic ice age—A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. Geol Soc Am Bull Spec Paper, 441: 343–354
Foster C B, Afonin S A. 2005. Abnormal pollen grains: an outcome of deteriorating atmospheric conditions around the Permian-Triassic boundary. J Geol Soc, 162: 653–659
Frakes L A, Francis J E, Syktus J I. 1992. Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge: Cambridge University Press. 274
Furnish W M. 1973. Permian stage names. Mem Can Soc Petrol Geol, 2: 522–548
Giles J M, Soreghan M J, Benison K C, Soreghan G S, Hasiotis S T. 2013. Lakes, Loess, and Paleosols In the Permian Wellington Formation of Oklahoma, U.S.A.: Implications for paleoclimate and paleogeography of the Midcontinent. J Sediment Res, 83: 825–846
Glen J M G, Nomade S, Lyons J J, Metcalfe I, Mundil R, Renne P R. 2009. Magnetostratigraphic correlations of Permian-Triassic marine-to-terrestrial sections from China. J Asian Earth Sci, 36: 521–540
Glenister B F, Baker C, Furnish W M, Dickins J M. 2015. Late Permian ammonoid cephalopod *Cyclolobus* from Western Australia. J Paleontol, 64: 399–402
Haq B U, Schutter S R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. Science, 322: 64–68
He B, Zhong Y T, Xu Y G, Li X H. 2014. Triggers of Permo-Triassic boundary mass extinction in South China: The Siberian Traps or Paleo-Tethys ignimbrite flare-up? Lithos, 204: 258–267
He W, Zhang Y, Zhang Q, Zhang K, Yuan A, Feng Q. 2011. A latest Permian radiolarian fauna from Hushan, South China, and its geological implications. Alcheringa, 35: 471–496
He W, Zhang Y, Zheng Y, Zhang K, Gui B, Feng Q. 2008. A late Changhsingian (latest Permian) radiolarian fauna from Chaohu, Anhui and a comparison with its contemporary faunas of South China. Alcheringa, 32: 199–222
Henderson C M. 2018. Permian conodont biostratigraphy. In: Lucas S G, Shen S Z, eds. The Permian Timescale. London Geol Soc, 450: 119–142
Henderson C M, Davydov V I, Wardlaw B R. 2012a. The Permian Period. In: Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, Ogg G M, eds. The Geological Time Scale 2012, Vol. 2. Amsterdam: Elsevier. 653–680
Henderson C M, Mei S. 2003. Stratigraphic versus environmental significance of Permian serrated conodonts around the Cisuralian–Guadalupian boundary: new evidence from Oman. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 191: 301–328
Henderson C M, Wardlaw B R, Davydov V I, Schmitz M D, Schiappa T A, Tierney K E, Shen S Z. 2012b. Proposal for base-Kungurian GSSP. Permophiles, 56: 8–21
Hounslow M W, Balabanov Y P. 2018. A geomagnetic polarity timescale for the Permian, calibrated to stage boundaries. In: Lucas S G, Shen S Z, eds. The Permian Timescale. London Geol Soc, 450: 61–103
Huang T K. 1932a. The Permian formations of southern China. Mem Geol Surv China Ser A, 10: 1–140
Huang T K. 1932b. The Permian corals of southern China. Palaeont Sin Ser B, 8: 1–163
Irving E, Parry L G. 1963. The magnetism of some Permian rocks from New South Wales. Geophys J Int, 7: 395–411
Isbell J L, Miller M F, Wolfe K L, Lenaker P A. 2003. Timing of Late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothems? Geol Soc Am Bull Spec Paper, 370: 5–24
Ishiga H. 1990. Paleozoic radiolarians. In: Ichikawa K, Mizutani S, Hara I, Hada S, Yao A, eds. Pre-Cretaceous Terranes of Japan: Osaka: Nippon Insatsu Shuppan Press. 285–293
Ivanov A V, He H, Yan L, Ryabov V V, Shevko A Y, Palesskii S V, Nikolaeva I V. 2013. Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism. Earth-Sci Rev, 122: 58–76
Jin X C, Zhan L P. 2008. Spatial and temporal distribution of the Cryptospirifer fauna (Middle Permian brachiopods) in the Tethyan realm and its paleogeographic implications. Acta Geol Sin, 82: 1–16

Jin Y G, Shang Q H, Wang X D. 2003. Permian stratigraphy of China. In: Zhang W T, Chen P J, Palmer A R, eds. Biostratigraphy of China. Beijing: Science Press. 331–378

Jin Y G, Shang Q H, Wang X D, Wang Y, Sheng J Z. 1999. Chronostratigraphic subdivision and correlation of the Permian in China. Acta Geol Sin, 73: 127–138

Jin Y G, Shen S Z, Henderson C M, Wang X D, Wang W, Wang Y, Cao C Q, Shang Q H. 2006a. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the boundary between the Capitanian and Wuchiapingian stage (Permian). Episodes, 29: 253–262

Jin Y G, Wang Y, Henderson C M, Wardlaw B R, Shen S Z, Cao C Q. 2006b. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of Changhsingian Stage (Upper Permian). Episodes, 29: 175–182

Jin Y G, Wardlaw B R, Glenister B F, Kotlyar C V. 1997. Permian chronostratigraphic subdivisions. Episodes 20: 6–10

Jin Y G, Zhang J, Shang Q H. 1994. Two phases of the end-Permian mass extinction, Pangea: Global environments and resources. Can Soci Petrol Geol Mem, 17: 813–822

Joachimski M M, Lai X, Shen S, Jiang H, Luo G, Chen B, Chen J, Sun Y. 2012. Climate warming in the latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction. Geology, 40: 195–198

Kani T, Hisanabe C, Isozaki Y. 2013. The Capitanian (Permian) minimum of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in the mid-Panthalassan paleo-atoll carbonates and its demise by the deglaciation and continental doming. Gondwana Res, 24: 212–221

Kirschvink J L, Isozaki Y, Shibuya H, Otofuji Y, Raub T D, Hilburn I A, Kasuya T, Yokoyama M, Bonifacie M. 2015. Challenging the sensitivity limits of paleomagnetism: Magnetostratigraphy of weakly magnetized Guadalupian-Lopingian (Permian) limestone from Kyushu, Japan. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 418: 75–89

Korte C, Jasper T, Kozur H W, Veizer J. 2005. $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ of Permian brachiopods: A record of seawater evolution and continental glaciation. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 224: 333–351

Korte C, Jasper T, Kozur H W, Veizer J. 2006. $^{87}Sr/^{86}Sr$ record of Permian seawater. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 240: 89–107

Korte C, Kozur H W. 2010. Carbon-isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary: A review. J Asian Earth Sci, 39: 215–235

Kotlyar G V, Belyansky G C, Burago V I, Nikitina A P, Zakharov Y D, Zhuravlev A V. 2006. South Primorye, Far East Russia—A key region for global Permian correlation. J Asian Earth Sci, 26: 280–293

Kozur H W. 2004. Pelagic uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary conodonts of Iran. Part 1. Taxonomy: Hallesches Jahrbuch Für Geowissenschaften. Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie, 18: 39–68

Krassilov V, Karasev E. 2009. Paleofloristic evidence of climate change near and beyond the Permian–Triassic boundary. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 284: 326–336

Kump L R, Arthur M A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. Chem Geol, 161: 181–198

Lambert L L, Lehrmann D J, Harris M T. 2000. Correlation of the Road Canyon and Cutoff formations, West Texas, and its relevance to establishing an international Middle Permian (Guadalupian) series. The Guadalupian Series. Smithsonian Contrib Earth Sci, 32: 153–183

Lambert L L, Wardlaw B R, Henderson C M. 2007. *Mesogondolella* and *Jinogondolella* (Conodonta): Multielement definition of the taxa that bracket the basal Guadalupian (Middle Permian Series) GSSP. Palaeoworld, 16: 208–221

Lanci L, Tohver E, Wilson A, Flint S. 2013. Upper Permian magnetic stratigraphy of the lower Beaufort Group, Karoo Basin. Earth Planet Sci Lett, 375: 123–134

Leonova T B. 2007. Correlation of the Kazanian of the Volga–Urals with the Roadian of the global Permian scale. Palaeoworld, 16: 246–253

Leonova T B. 2011. Permian ammonoids: Biostratigraphic, biogeographical, and ecological analysis. Paleontol J, 45: 1206–1312

Leonova T B. 2018. Permian ammonoid biostratigraphy. In: Lucas S G, Shen S Z, eds. The Permian Timescale. London Geol Soc, 450: 185–203

Leven E J. 2003. The Permian stratigraphy and fusulinids of the Tethys. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 109: 267–280

Li Z, Chen H, Song B, Li Y, Yang S, Yu X. 2011. Temporal evolution of the Permian large igneous province in Tarim Basin in northwestern China. J Asian Earth Sci, 42: 917–927

Liao S Y, Wang D B, Tang Y, Yin F G, Cao S N, Wang L Q, Wang B D, Sun Z M. 2015. Late Paleozoic Woniusi basaltic province from Sibumasu terrane: Implications for the breakup of eastern Gondwana's northern margin. Geol Soc Am Bull, 127: 1313–1330

Liu X, Wang W, Shen S, Gorgij M N, Ye F, Zhang Y, Furuyama S, Kano A, Chen X. 2013. Late Guadalupian to Lopingian (Permian) carbon and strontium isotopic chemostratigraphy in the Abadeh section, central Iran. Gondwana Res, 24: 222–232

Lucas S G. 2017. Identification and age of the beginning of the Permian-Triassic Illawara Superchron. Permophiles, 64: 11–14

Lucas G L, Shen S Z. 2018. The Permian chronostratigraphic scale: history, status and prospectus. In: Lucas S G, Shen S Z, eds. The

Permian Timescale. London Geol Soc, 450: 21–50

Manankov I N, Shi G R, Shen S. 2006. An overview of Permian marine stratigraphy and biostratigraphy of Mongolia. J Asian Earth Sci, 26: 294–303

McArthur J M, Howarth R J, Shields G A. 2012. Strotium isotope stratigraphy. In: Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, Ogg G M, eds. The Geological Time Scale 2012. Vol. 2. Amsterdam: Elsevier. 127–144

Mei S, Henderson C M. 2001. Evolution of Permian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimate implication. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 170: 237–260

Mei S L, Henderson C M, Cao C Q. 2004. Conodont sample-population approach to defining the base of the Changhsingian Stage, Lopingian Series, Upper Permian. The palynology and micropalaeontology of boundaries. Geol Soc London Spec Publ, 230: 105–121

Mei S, Henderson C M, Wardlaw B R. 2002. Evolution and distribution of the conodonts *Sweetognathus* and *Iranognathus* and related genera during the Permian, and their implications for climate change. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 180: 57–91

Menning M. 2001. A Permian time scale 2000 and correlation of marine and continental sequences using the Illawarra Reversal (265 Ma). Natura Bresciana, 25: 355–362

Menning M, Jin Y G, Shen S Z. 1996. The Illawarra Reversal (265 Ma) in the marine Permian, Guangxi, South China. Proceedings Abstracts to 30th International Geological Congress, Beijing. 2: 9

Miyamoto T, Kuwazuru J, Okimura Y. 1997. The Lower Permian formation discovered from the Kurosegawa Terrane, Kyushu. News Osaka Micropaleont, 10: 33–40

Murchison R I, de Verneuil M E. 1845. On the Permian System as developed in Russia and other Parts of Europe. Q J Geol Soc, 1: 81–87

Nicklen B L. 2011. Establishing a Tephrochronologic Framework for the Middle Permian (Guadalupian) Type Area and Adjacent Portions of the Delaware Basin and Northwestern Shelf, West Texas and Southeastern New Mexico, USA. Doctoral Dissertation. Cincinmati: University of Cincinnati. 1–119

Nurgaliev D K, Silantiev V V, Nikolaeva S V. 2015. Type and reference sections of the Middle and Upper Permian of the Volga and Kama River Regions. In: A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan, August, 16–20, 2015. Kazan: Kazan University Press. 208

Peterson D N, Nairn A E M. 1971. Palaeomagnetism of Permian Redbeds from the South-western United States. Geophys J Int, 23: 191–205

Qiu Z, Sun S, Wei H, Wang Q, Zou C, Zhang Y. 2016. SIMS zircon U-Pb dating from bentonites in the Penglaitan Global Stratotype Section for the Guadalupian-Lopingian boundary (GLB), South China. Geol J, 51: 811–816

Ramezani J, Bowring S A. 2018. Advances in numerical calibration of the Permian time scale based on radioisotopic geochronology. In: Lucas S G, Shen S Z, eds. The Permian Timescale. London Geol Soc, 450: 51–60

Ramezani J, Schmitz M D, Davydov V I, Bowring S A, Snyder W S, Northrup C J. 2007. High-precision U-Pb zircon age constraints on the Carboniferous-Permian boundary in the southern Urals stratotype. Earth Planet Sci Lett, 256: 244–257

Rhodes F H T. 1963. Conodonts from the topmost Tensleep sandstone of the eastern Big Horn Mountains, Wyoming. J Paleontol, 37: 401–408

Schmitz M D, Davydov V I. 2012. Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian-Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation. Geol Soc Am Bull, 124: 549–577

Schobben M, Joachimski M M, Korn D, Leda L, Korte C. 2014. Palaeotethys seawater temperature rise and an intensified hydrological cycle following the end-Permian mass extinction. Gondwana Res, 26: 675–683

Scotese C R. 2009. Late Proterozoic plate tectonics and palaeogeography: a tale of two supercontinents, Rodinia and Pannotia. Geol Soc London Spec Publ, 326: 67–83

Shen S Z, Archbold N W, Shi G R, Chen Z Q. 2000a. Permian brachiopods from the Selong Xishan section, Xizang (Tibet), China. Part 1: Stratigraphy, Strophomenida, Productida and Rhynchonellida. Geobios-Lyon, 33: 725–752

Shen S Z, Archbold N W, Shi G R, Chen Z Q. 2001. Permian Brachiopods from the Selong Xishan section, Xizang (Tibet), China. Part 2: Palaeobiogeographical and palaeoecological implications, Spiriferida, Athyridida and Terebratulida. Geobios-Lyon, 34: 157–182

Shen S, Cao C, Zhang H, Bowring S A, Henderson C M, Payne J L, Davydov V I, Chen B, Yuan D, Zhang Y, Wang W, Zheng Q. 2013a. High-resolution $\delta^{13}C_{carb}$ chemostratigraphy from latest Guadalupian through earliest Triassic in South China and Iran. Earth Planet Sci Lett, 375: 156–165

Shen S Z. 2018. Global Permian brachiopod biostratigraphy: An overview. In: Lucas S G, Shen S Z, eds. The Permian Timescale. London Geol Soc, 450: 289–320

Shen S Z, Cao C Q, Henderson C M, Wang X D, Shi G R, Wang Y, Wang W. 2006a. End-Permian mass extinction pattern in the northern peri-Gondwanan region. Palaeoworld, 15: 3–30

Shen S Z, Cao C Q, Shi G R, Wang X D, Mei S L. 2003. Lopingian (Late Permian) stratigraphy, sedimentation and palaeobiogeography in southern Tibet. Newslett Stratig, 39: 157–179

Shen S, Crowley J L, Wang Y, Bowring S A, Erwin D H, Sadler P M, Cao C, Rothman D H, Henderson C M, Ramezani J, Zhang H, Shen Y, Wang X, Wang W, Mu L, Li W, Tang Y, Liu X, Liu L, Zeng Y, Jiang Y, Jin Y. 2011. Calibrating the end-Permian mass extinction. Science, 334: 1367–1372

Shen S Z, Henderson C M, Bowring S A, Cao C Q, Wang Y, Wang W, Zhang H, Zhang Y C, Mu L. 2010. High-resolution Lopingian (Late Permian) timescale of South China. Geol J, 45: 122–134

Shen S Z, Jin Y G. 1999. Brachiopods from the Permian-Triassic boundary beds at the Selong Xishan section, Xizang (Tibet), China. J Asian Earth Sci, 17: 547–559

Shen S Z, Jin Y G, Zhang Y, Weldon E A. 2017. Permian brachiopod genera on type species of China. In: Rong J Y, Jin Y G, Shen S Z, Zhan R B, eds. Phanerozoic Brachiopod Genera from China, Vol. 2. Beijing: Science Press: 651–887

Shen S Z, Mei S L. 2010. Lopingian (Late Permian) high-resolution conodont biostratigraphy in Iran with comparison to South China zonation. Geol J, 45: 135–161

Shen S Z, Schneider J W, Angiolini L, Henderson C M. 2013b. The International Permian timescale: March 2013 update. New Mexico Museum Nat History Sci Bull, 60: 411–416

Shen S Z, Shi G R, Archbold N W. 2003. Lopingian (Late Permian) brachiopods from the Qubuerga Formation at the Qubu section in the Mt. Qomolangma region, southern Tibet (Xizang), China. Palaeontogr Abt A, 268: 49–101

Shen S T, Shi G R. 1996. Diversity and extinction patterns of permian brachiopoda of South China. Hist Biol, 12: 93–110

Shen S Z, Shi G R. 2009. Latest Guadalupian brachiopods from the Guadalupian/Lopingian boundary GSSP section at Penglaitan in Laibin, Guangxi, South China and implications for the timing of the pre-Lopingian crisis. Palaeoworld, 18: 152–161

Shen S Z, Shi G R, Zhu K Y. 2000b. Early Permian brachiopods of Gondwana affinity from the Dingjiazhai Formation of the Baoshan Block, western Yunnan, China. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 106: 263–282

Shen S Z, Sun T R, Zhang Y C, Yuan D X. 2016. An upper Kungurian/lower Guadalupian (Permian) brachiopod fauna from the South Qiangtang Block in Tibet and its palaeobiogeographical implications. Palaeoworld, 25: 519–538

Shen S, Xie J, Zhang H, Shi G R. 2009. Roadian–Wordian (Guadalupian, Middle Permian) global palaeobiogeography of brachiopods. Glob Planet Change, 65: 166–181

Shen S Z, Yuan D X, Henderson C M, Tazawa J, Zhang Y C. 2012. Implications of Kungurian (Early Permian) conodonts from Hatahoko, Japan, for correlation between the Tethyan and international timescales. Micropaleontology, 58: 505–522

Shen S Z, Zhang H, Shang Q H, Li W Z. 2006b. Permian stratigraphy and correlation of Northeast China: A review. J Asian Earth Sci, 26: 304–326

Shen S, Zhang H, Shi G R, Li W, Xie J, Mu L, Fan J. 2013c. Early Permian (Cisuralian) global brachiopod palaeobiogeography. Gondwana Res, 24: 104–124

Sheng J Z, Jin Y G. 1994. Correlation of Permian deposits in China. In: Jin Y G, Utting J, Wardlaw B R, eds. Permian Stratigraphy, Environments and Resources. Palaeoworld 4. Nanjing: Nanjing University Press. 14–113

Shi G R. 2006. The marine Permian of East and Northeast Asia: An overview of biostratigraphy, palaeobiogeography and palaeogeographical implications. J Asian Earth Sci, 26: 175–206

Shi G R, Archbold N W. 1998. Permian marine biogeography of SE Asia. In: Hall R, Holloway D J, eds. Biogeography and Geological Evolution of SE Asia. Leiden: Backbuys Publishers. 57–72

Shi G R, Archbold N W, Zhan L P. 1995. Distribution and characteristics of mixed (transitional) mid-Permian (Late Artinskian-Ufimian) marine faunas in Asia and their palaeogeographical implications. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 114: 241–271

Shi G R, Shen S. 2001. A biogeographically mixed, Middle Permian brachiopod fauna from the Baoshan Block, western Yunnan, China. Palaeontology, 44: 237–258

Shi G R, Waterhouse J B. 2010. Late Palaeozoic global changes affecting high-latitude environments and biotas: An introduction. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 298: 1–16

Song H, Wignall P B, Tong J, Song H, Chen J, Chu D, Tian L, Luo M, Zong K, Chen Y, Lai X, Zhang K, Wang H. 2015. Integrated Sr isotope variations and global environmental changes through the Late Permian to early Late Triassic. Earth Planet Sci Lett, 424: 140–147

Spinosa C, Furnish W M, Glenister B F, 1970. Araxoceratidae, Upper Permian ammonoids, from the Western Hemisphere. J Paleontol, 44: 730–736

Stanley S M, Yang X. 1994. A double mass extinction at the end of the Paleozoic Era. Science, 266: 1340–1344

Steiner M B. 2006. The magnetic polarity time scale across the Permian-Triassic boundary. In: Lucas S G, Cassinis G, Schneider J W, eds. Non-marine Permian Biostratigraphy and Biochronology. London Geol Soc, 265: 15–38

Sun Y C. 1939. The uppermost Permian ammonoids from Kwangsi and their stratigraphical significance. Contrib Geol Ins National Univ Peking, 28: 35–49

Tazawa J I. 1991. Middle Permian brachiopod biogeography of Japan and adjacent regions in East Asia. In: Ishii K I, Liu X M, Ichikawa K, Huant B, eds. Pre-Jurassic geology of Inner Mongolia, China. Osaka: Matsuya Insatsu. 213–230

Tierney K E. 2010. Carbon and strontium isotope stratigraphy of the Permian from Nevada and China: Implications from an icehouse to greenhouse transition. Doctoral Dissertation. Ohio: The Ohio State University. 1–107

Ueno K. 2006. The Permian antitropical fusulinoidean genus Monodiexodina: Distribution, taxonomy, paleobiogeography and paleoecology. J Asian Earth Sci, 26: 380–404

Ueno K, Mizuno Y, Wang X, Mei S. 2002. Artinskian conodonts from the Dingjiazhai Formation of the Baoshan Block, west Yunnan, southwest China. J Paleontol, 76: 741–750

Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden G A F, Diener A, Ebneth S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Podlaha O G, Strauss H. 1999. $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. Chem Geol, 161: 59–88

Wang C, Wang P, Li W. 2004a. Conodonts from the Permian Jisu Honguer (Zhesi) Formation of Inner Mongolia, China. Geobios, 37: 471–480

Wang D, Jiang H, Gu S, Yan J. 2016. Cisuralian-Guadalupian conodont sequence from the Shaiwa section, Ziyun, Guizhou, South China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 457: 1–22

Wang W, Cao C, Wang Y. 2004b. The carbon isotope excursion on GSSP candidate section of Lopingian-Guadalupian boundary. Earth Planet Sci Lett, 220: 57–67

Wang X D, Shen S Z, Sugiyama T, West R R. 2003. Late Palaeozoic corals of Tibet (Xizang) and West Yunnan, Southwest China: successions and palaeobiogeography. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 191: 385–397

Wang X D, Sugiyama T. 2000. Diversity and extinction patterns of Permian coral faunas of China. Lethaia, 33: 285–294

Wang X D, Sugiyama T. 2001. Middle Permian rugose corals from Laibin, Guangxi, South China. J Paleontol, 75: 758–782

Wang Y J, Yang Q. 2011. Biostratigraphy, phylogeny and paleobiogeography of Carboniferous-Permian radiolarians in South China. Palaeoworld, 20: 134–145

Wardlaw B R, Collinson J W. 1979. Youngest Permian conodont faunas from the Great Basin and Rocky Mountain regions.; Conodont biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains. Geol Stud, 26: 151–164

Wardlaw B R, Rudine S F, Nestell M K. 2000. Condont biostratigraphy of the Permian beds at Las Delicias, Coahuila, Mexico: The Guadalupian symposium. Smithsonian Contrib Earth Sci, 32: 381395

Wei X, Xu Y G, Feng Y X, Zhao J X. 2014. Plume-lithosphere interaction in the generation of the Tarim large igneous province, NW China: Geochronological and geochemical constraints. Am J Sci, 314: 314–356

Wignall P B, Sun Y, Bond D P G, Izon G, Newton R J, Védrine S, Widdowson M, Ali J R, Lai X, Jiang H, Cope H, Bottrell S H. 2009. Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China. Science, 324: 1179–1182

Wu G, Ji Z, Trotter J A, Yao J, Zhou L. 2014. Conodont biostratigraphy of a new Permo-Triassic boundary section at Wenbudangsang, north Tibet. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 411: 188–207

Wu H T, He W H, Zhang Y, Yang T L, Xiao Y F, Chen B, Weldon E A. 2016. Palaeobiogeographic distribution patterns and processes of *Neochonetes* and *Fusichonetes* (Brachiopoda) in the late Palaeozoic and earliest Mesozoic. Palaeoworld, 25: 508–518

Wu Q, Ramezani J, Zhang H, Wang T, Yuan D, Mu L, Zhang Y, Li X, Shen S. 2017. Calibrating the Guadalupian Series (Middle Permian) of South China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 466: 361–372

Xiao Y, Suzuki N, He W. 2017. Water depths of the latest Permian (Changhsingian) radiolarians estimated from correspondence analysis. Earth-Sci Rev, 173: 141–158

Xu Y G, Wei X, Luo Z Y, Liu H Q, Cao J. 2014. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model. Lithos, 204: 20–35

Yang W, Feng Q, Liu Y, Tabor N, Miggins D, Crowley J L, Lin J, Thomas S. 2010. Depositional environments and cyclo- and chronostratigraphy of uppermost Carboniferous-Lower Triassic fluvial-lacustrine deposits, southern Bogda Mountains, NW China—A terrestrial paleoclimatic record of mid-latitude NE Pangea. Glob Planet Change, 73: 15–113

Yuan D, Chen J, Zhang Y, Zheng Q, Shen S. 2015. Changhsingian conodont succession and the end-Permian mass extinction event at the Daijiagou section in Chongqing, Southwest China. J Asian Earth Sci, 105: 234–251

Yuan D, Shen S, Henderson C M. 2017. Revised Wuchiapingian conodont taxonomy and succession of South China. J Paleontol, 91: 1199–1219

Yuan D, Shen S, Henderson C M, Chen J, Zhang H, Feng H. 2014a. Revised conodont-based integrated high-resolution timescale for the Changhsingian Stage and end-Permian extinction interval at the Meishan sections, South China. Lithos, 204: 220–245

Yuan D, Zhang Y, Shen S, Henderson C M, Zhang Y, Zhu T, An X, Feng H. 2016. Early Permian conodonts from the Xainza area, central Lhasa Block, Tibet, and their palaeobiogeographical and palaeoclimatic implications. J Systatic Palaeont, 14: 365–383

Yuan D X, Zhang Y C, Zhang Y J, Zhu T X, Shen S Z. 2014b. First records of Wuchiapingian (Late Permian) conodonts in the Xainza area, Lhasa Block, Tibet, and their palaeobiogeographic implications. Alcheringa, 38: 546–556

Zeng J, Cao C, Davydov V I, Shen S. 2012. Carbon isotope chemostratigraphy and implications of palaeoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia. Gondwana Res, 21: 601–610

Zhang C L, Li Z X, Li X H, Xu Y G, Zhou G, Ye H M. 2010a. A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian orogenic belt, NW China: Results of a ca. 275 Ma mantle plume? Geol Soc Am Bull, 122: 2020–2040

Zhang H, Cao C, Liu X, Mu L, Zheng Q, Liu F, Xiang L, Liu L, Shen S. 2016. The terrestrial end-Permian mass extinction in South China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 448: 108–124

Zhang L, Feng Q L, He W H. 2018. Permian radiolarian biostratigraphy. In: Lucas S G, Shen S Z, eds. The Permian Timescale. London Geol Soc, 450: 143–163

Zhang Y, Shi G R, He W H, Zhang K X, Wu H T. 2014. A new Changhsingian (Late Permian) brachiopod fauna from the Zhongzhai section (South China), Part 2: Lingulida, Orthida, Orthotetida and Spiriferida. Alcheringa, 38: 480–503

Zhang Y C, Cheng L R, Shen S Z. 2010b. Late Guadalupian (Middle Permian) fusuline fauna from the Xiala Formation in Xainza County, Central Tibet: Implication of the rifting time of the Lhasa Block. J Paleontol, 84: 955–973

Zhang Y, Shi G R, Shen S. 2013. A review of Permian stratigraphy, palaeobiogeography and palaeogeography of the Qinghai-Tibet Plateau. Gondwana Res, 24: 55–76

Zhang Y C, Wang Y. 2018. Permian fusuline biostratigraphy. In: Lucas S G, Shen S Z, eds. The Permian Timescale. London Geol Soc, 450: 253–288

Zhong Y T, He B, Mundil R, Xu Y G. 2014. CA-TIMS zircon U-Pb dating of felsic ignimbrite from the Binchuan section: Implications for the termination age of Emeishan large igneous province. Lithos, 204: 14–19

Zhong Y T, He B, Xu Y G. 2013. Mineralogy and geochemistry of claystones from the Guadalupian-Lopingian boundary at Penglaitan, South China: Insights into the pre-Lopingian geological events. J Asian Earth Sci, 62: 438–462

Zhou M F, Malpas J, Song X Y, Robinson P T, Sun M, Kennedy A K, Lesher C M, Keays R R. 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. Earth Planet Sci Lett, 196: 113–122

Zhou Z R. 2017. Permian basinal ammonoid sequence in Nanpanjiang area of South China—Possible overlap between basinal Guadalupian and platform-based Lopingian. J Paleontol Memoir 74, 91: 1–95

(责任编委: 戎嘉余)